Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Étude 83-29

RÉÉVALUATION DES SYSTÈMES MORAINIQUES DU SUD DU QUÉBEC (WISCONSINIEN SUPÉRIEUR)

G. PRICHONNET

1984

Canada

85-2251/

Commission géologique du Canada

Étude 83-29

RÉÉVALUATION DES SYSTÈMES MORAINIQUES DU SUD DU QUÉBEC (WISCONSINIEN SUPÉRIEUR)

G. PRICHONNET

1984

© Minister of Supply and Services Canada 1984

Available in Canada through

authorized bookstore agents and other bookstores

or by mail from

Canadian Government Publishing Centre
Supply and Services Canada
Ottawa, Canada K1A 0S9

and from

Geological Survey of Canada offices:

601 Booth Street
Ottawa, Canada K1A 0E8

3303-33rd Street N.W.,
Calgary, Alberta T2L 2A7

100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia V6B 1R8
(mainly B.C. and Yukon)

A deposit copy of this publication is also available
for reference in public libraries across Canada

Cat. No. M44-83/29F Canada: $4.00
ISBN 0-660-91372-0 Other countries: $4.80

Price subject to change without notice

Critical Reader

J.J. Veillette

Adresse de l'auteur

Département des Sciences de la Terre
Université du Québec à Montréal
CP 8888, succ. A
Montréal (Québec)
H3C 3P8

Original manuscript submitted: 1983 - 03 - 07
Final version approved for publication: 1983 - 09 - 06

TABLE DES MATIÈRES

1	Résumé/Abstract
2	Introduction
2	Remarques sur le milieu physique
2	Travaux antérieurs
3	Analyse régionale: exemples
3	La disposition d'ensemble des dépôts fluvioglaciaires
3	Relation entre le relief et les formes d'accumulation
3	La haute vallée de la rivière Sutton
4	Les eskers de Mystic, près de Bedford
5	L'analyse sédimentologique
5	L'esker de Cowanville
5	La moraine de Warden
5	L'esker de Farnham-Centre
7	Discussion des résultats
7	Problème stratigraphique
10	Le mode de déglaciation
10	Conclusion
10	Paléogéographie
18	Conclusion générale
18	Remerciements
18	Bibliographie choisie

Figures

2	1. Carte de localisation
en pochette	2. Disposition des principaux dépôts fluvioglaciaires
3	3. Moraines arquées de la vallée de la rivière Sutton
4	4. Eskers de Mystic
6	5. Projections stéréographiques de l'esker de Cowanville
6	6. Projections stéréographiques de la moraine de Warden
7	7. Projections stéréographiques de l'esker de Farnham-Centre
11	8. Familles 1 et 2 de stries glaciaires
12	9. Famille 3 de stries glaciaires
13	10. Famille 4 de stries glaciaires
15	11. Analyses géomorphologique, sédimentologique et stratigraphique du secteur du mont Yamaska
16	12. Exemple montrant l'importance du remaniement littoral ou sublittoral
16	13. Essai de reconstitution du recul glaciaire en système montagneux
17	14. Hypothèses de déglaciation, aux limites du Québec et des états de New York et du Vermont

Planche

8	I Dépôts fluvioglaciaires et phénomènes littoraux.

RÉÉVALUATION DES SYSTÈMES MORAINIQUES DU SUD DU QUÉBEC (WISCONSINIEN SUPÉRIEUR)

Résumé

Une étude des dépôts fluvioglaciaires de contact permet de discuter le mode de retrait du dernier inlandsis wisconsinien (13 000 à 12 000 BP), pour un large secteur du sud du Québec; l'interprétation est basée sur des données cartographiques et des analyses sédimentologiques de terrain.

Le territoire couvert (environ 6 000 km²) se situe à la limite des basses-terres du Saint-Laurent et dans les premiers reliefs appalachiens (à l'ouest et au nord-ouest des monts Sutton). On y observe deux principaux types d'accumulation: d'une part des segments morainiques, de type arqué, subparallèles les uns aux autres et irrégulièrement espacés (de 100 à 500 m), qui marquent des positions frontales erratiques, et difficilement corrélables, soit sur les pentes des reliefs, soit le long de quelques talwegs; ces segments sont orientés sensiblement de l'est-nord-est vers l'ouest-sud-ouest ou du nord-est vers le sud-ouest; d'autre part, des eskers et des trains d'eskers, qui totalisent près de 100 km de longueur, et qui sont dispersés sur l'ensemble du territoire; ces eskers sont perpendiculaires aux segments morainiques, soit d'orientation sud-est à nord-ouest dans la zone orientale plus accidentée, et sud-sud-est à nord-nord-ouest, ou sud-sud-ouest à nord-nord-est, dans les secteurs de crêtes basses, situés plus à l'ouest et au nord-ouest. La disposition de ces dépôts gravelo-sableux est en grande partie liée aux contraintes exercées par le relief sur le glacier, soit sur son terminus, soit sur les plans de cassures <<perpendiculaires>> au front. L'interprétation des figures sédimentaires de courant mène à conclure que les eaux de fusion s'écoulaient vers les secteurs sud-est et sud.

L'inlandsis, qui reculait vers le nord-ouest et le nord, n'a pas construit de moraine qui prouverait une importante stabilité du front à une période donnée. On suggère que les fronts morainiques précédemment tracés dans cette région ne soient plus considérés comme des étapes marquantes de la déglaciation. Quelques remarques et questions d'ordre général sur la déglaciation régionale découlent des conclusions précédentes.

Abstract

A study of fluvio-glacial contact deposits leads to a discussion of the manner in which the last Wisconsinan ice cap (13,000 to 12,000 years BP) retreated from a large sector of southern Quebec; the interpretation is based on map data and sedimentological analyses in the field.

The area covered (about 6,000 km²) is at the edge of the St. Lawrence lowlands and in the first ridges of the Appalachian highlands (west and northwest of the Sutton Mountains), and presents two main types of accumulation. First, there are the morainic segments – of the arcuate type, subparallel to each other and irregularly spaced (between 100 m and 500 m) – marking erratic frontal positions that are difficult to correlate, on the slopes of the rises or along a number of thalwegs. The segments are oriented generally from east-northeast/west-southwest to northeast/southwest. The eskers and esker systems, the second type of accumulation, have a total length of nearly 100 km and are dispersed over the entire area; they are at right angles to the morainic segments, oriented either southeast/northwest in the more uneven eastern zone or ranging from south-southeast/north-northwest to south-southwest/north-northeast in the sectors of low ridges further west and in the northwest. The arrangement of these gravelly-sandy deposits is largely related to topographical restrictions imposed on the glacier at its terminus or in the planes of "perpendicular" fractures at the front. The interpretation of sedimentary ripple marks leads to the conclusion that the meltwaters flowed toward the southeastern and southern sectors.

The ice cap, retreating toward the northwest and north, did not produce any moraines that would testify to major stability of the front during any given period. It is suggested that the morainic fronts previously mapped in this region should not be considered as prominent stages in the deglaciation. A few remarks and general considerations concerning the deglaciation in the region follow from the above conclusions.

INTRODUCTION

La présente étude a pour but principal de discuter le mode de retrait glaciaire dans le sud du Québec, précisément pour la région de Sutton-Bedford-Saint-Hyacinthe-Drummondville[1]: la déglaciation du territoire a eu lieu vers la fin du Wisconsinien supérieur (entre 13 000 et 12 000 ? BP). Dans l'analyse de ce problème, on traitera les aspects suivants: la disposition des corps fluvioglaciaires de contact (eskers et segments morainiques de type moraine frontale); l'influence du relief sur le mode de retrait glaciaire; les arguments sédimentologiques qui permettent de préciser le sens d'écoulement des eaux fluvioglaciaires, au moment du recul de l'inlandsis. La discussion veut mettre en évidence que l'on ne devrait plus considérer les deux fronts morainiques dits des <<Hautes Terres>> et de <<Drummondville>>, comme des étapes marquantes de la déglaciation.

REMARQUES SUR LE MILIEU PHYSIQUE

La région considérée couvre environ 6 000 km^2. Située à la limite des basses terres du Saint-Laurent, elle s'étend sur les premières crêtes appalachiennes (fig. 1), ou <<hautes terres de l'Est du Québec>> (Eastern Québec Uplands, Bostock, 1964).

Les crêtes appalachiennes s'élèvent par paliers d'est en ouest (cf. les <<ressauts>> de Bernard, 1967): sur une distance de 50 km, on passe d'une altitude de 40 m (région de Saint-Césaire), à près de 1 000 m pour plusieurs sommets des monts Sutton (fig. 2, en pochette). Les reliefs accusent une direction nord-nord-est à sud-sud-ouest, parallèle aux structures géologiques dont ils proviennent. L'orogénèse taconique, à la fin de l'Ordovicien, est responsable de la majeure partie des déformations subies par les roches cambriennes et ordoviciennes (St-Julien et Hubert, 1975). Quelques intrusions, d'âge crétacé, forment des reliefs subcirculaires: elles appartiennent à la province des Montérégiennes (Adams, 1914). Les monts Rougemont et Yamaska dominent le paysage à l'ouest, tandis que les monts Shefford et Brome se dressent dans les contreforts du piedmont appalachien. Le réseau hydrographique, partiellement inadapté (perpendiculaire aux structures), présente toutefois quelques segments adaptés (parallèles aux dépressions): l'ensemble du réseau prend donc souvent une allure de type orthogonal. Les principales rivières s'écoulent vers le nord-ouest, dans la zone de crêtes structurales, puis vers le nord et le nord-nord-est, dans la plaine. Les rivières Richelieu et Yamaska s'encaissent progressivement, du sud vers le nord, dans les dépôts quaternaires tendres, principalement des argiles champlainiennes; cet encaissement a été causé par la direction générale du relèvement du socle, soit du sud vers le nord, lors de l'exondation des terres, à l'Holocène.

Vu la rareté et le mauvais état de conservation des coupes naturelles, les données exposées ici ont été recueillies dans une cinquantaine d'exploitations[2] de gravier et de sable. L'étude de photographies aériennes à 1/15 840 couvrant l'ensemble du territoire a également été réalisée.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Quelques études géomorphologiques ont traité du plateau appalachien et de cette bordure ouest de l'Estrie. Leurs auteurs ont surtout abordé les problèmes de pénéplanation (Bernard, 1967; Bird, 1970; Ritchot, 1968). En fait, ce sont des pédologues (Cann et coll., 1948) qui, les premiers, ont dressé la carte de certains amas de

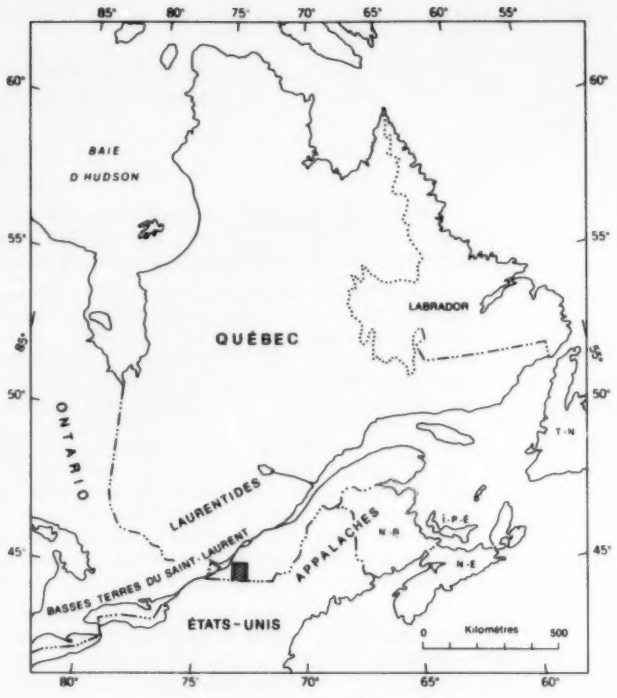


Figure 1. *Carte de localisation.*

<<graviers mal assortis en forme de kame et d'esker>> (légende des cartes pédologiques). Elson (1962) a distingué quelques moraines frontales dans la région de Sutton-Ouest, en particulier.

Gadd (1964) a défini ce que l'on désigne généralement comme les grandes moraines de récession dans le sud du Québec. D'une part, il a décrit le <<complexe morainique du front des Hautes Terres>>[3], regroupant sous cette locution, surtout des dépôts fluvioglaciaires de contact: cette <<moraine>> s'étendrait de Rivière-du-Loup jusqu'à Granby, soit sur plus de 350 km. D'autre part, il a présenté la <<moraine de Drummondville>> comme étant parallèle à la précédente, quelque 30 km plus au nord-ouest: sa longueur serait de 150 km, entre le fleuve Saint-Laurent et la région de Saint-Hyacinthe. D'ailleurs, dans son mémoire, Gadd (1971, p. 36) définit ainsi la moraine de Drummondville: "a broad belt of low, suparallel, smooth-topped ridges of glacial sediments, mainly of Gentilly Till. The belt trends northerly to northeasterly[4] across the area, but in many places is not readily recognizable on the basis of topography alone".

Un modèle de déglaciation pour tout le sud du Québec a ensuite été présenté par les chercheurs dont les travaux avaient comporté la cartographie de larges secteurs des Basses Terres et des Appalaches (Gadd et coll., 1972): ainsi, sur la carte 10-1971, les deux fronts glaciaires précédemment mentionnés sont prolongés dans le secteur couvert par la présente étude, jusqu'à la frontière des États-Unis. Et depuis lors, la plupart des travaux régionaux sur le Québec, voire ceux, plus généraux, sur le nord-est du continent, ont mentionné ces événements paléogéographiques et reporté le tracé de ces moraines.

---

[1] Le programme original de cartographie couvrait les feuilles topographiques à 1/50 000 de Cowansville (31 H/2), Granby (31 H/7) et Saint-Hyacinthe (31 H/10).

[2] Afin d'alléger les descriptions, l'auteur signale que la hauteur de la plupart des coupes visitées variait de 6 à 15 m au plus.

[3] Higland Front Morainic Complex, ou System.

[4] Souligné par l'auteur du présent ouvrage.

Hillaire-Marcel et Occhietti (1977), par exemple, ont subdivisé la brève durée de la mer de Champlain en plusieurs phases, et proposé d'établir un parallèle entre les fronts morainiques et les périodes au cours desquelles on observerait une diminution du nombre des datations au ^{14}C sur les fossiles marins.

Pour la même période de temps de cette déglaciation (environ 13 000 à 12 000 BP), Denny (1974, fig. 11) considère que le retrait glaciaire dans le nord de l'État de New York est marqué par de nombreuses moraines de récession. De même, dans l'extrême sud du Québec, quelques observations de terrain avaient permis d'envisager la présence de fronts glaciaires obliques à la moraine de Drummonville (Prichonnet, 1977); cette hypothèse entraînait, elle aussi, une vision diachronique des positions glaciaires de la fin du Wisconsinien supérieur.

Récemment, pour la région de Québec, la disposition des corps sédimentaires associés au complexe morainique du front des Hautes Terres a été précisée (LaSalle et coll., 1979), et quelques nouveaux noms ont été introduits: complexe de Saint-Damien; moraines de Breakeyville.

Depuis quelques années, d'autres ouvrages ont présenté quelques faits nouveaux concernant la moraine de Drummonville (Prichonnet, 1980a), ou le complexe morainique (Prichonnet et coll., 1980); certaines de ces données ont été discutées dans Prichonnet (1982a, b) et Prichonnet et coll. (1982), et des cartes détaillées de certains secteurs ont été présentées (Doiron, 1981; Cloutier, 1982; Prichonnet, 1984). Il faut donc remettre en question l'hypothèse même de l'existence, apparemment bien établie, de ces fronts glaciaires.

ANALYSE RÉGIONALE: EXEMPLES

La disposition d'ensemble des dépôts fluvioglaciaires

Les formes dominantes (fig. 2, en pochette) sont probablement les eskers et trains d'eskers. Dans l'ensemble, ces formes totalisent une centaine de kilomètres de longueur, mais, individuellement, elles n'excèdent jamais 10 km de longueur; leurs orientations générales s'alignent du sud-est au nord-ouest et du nord au sud, avec quelques exceptions qui indiquent des tendances est-sud-est à ouest-nord-ouest ou sud-sud-ouest à nord-nord-est. Globalement, on peut dire que dans la zone accidentée, soit la région située entre Cowansville et la rivière Le Renne, la tendance sud-est à nord-ouest domine, tandis que dans les zones plus basses, soit entre Venise-en-Québec et Saint-Simon-de-Bagot, une tendance du nord au sud (voire sud-sud-ouest à nord-nord-est) semble plus nette.

Par ailleurs, dans la région à forts reliefs localisée entre les monts Sutton, Cowansville, Bromont et Warden, un certain nombre de dépôts de contact constituent des <<petites moraines frontales>>: ces segments morainiques forment des crêtes parallèles entre elles. Certaines s'étagent sur les versants ouest des monts Sutton, tandis que d'autres se succèdent le long de talwegs, transversalement aux rivières Sutton et Yamaska. Dans ces cas, en particulier, l'allure arquée des segments, avec concavité du côté nord-ouest, met bien en évidence le sens général du retrait glaciaire, soit du sud-est vers le nord-ouest.

Il existe, bien sûr, d'autres formes de contact plus difficiles à relier à des positions frontales précises de l'inlandsis: il s'agit surtout des terrasses de kame (comme sur le versant sud-est du mont Shefford), des kames (dans la région de Waterloo) et des épandages complexes (zone de Martin-Corner).

Relation entre le relief et les formes d'accumulation

Quelques exemples simples permettront de mettre en évidence les relations entre la disposition des reliefs et la répartition des dépôts fluvioglaciaires.

La haute vallée de la rivière Sutton

La rivière Sutton prend sa source dans la chaîne du mont Le Pinacle, (fig. 2), et s'écoule vers le sud-est avant d'emprunter la vallée au sud de Sutton (fig. 3). Cette petite rivière occupe une vallée assez encaissée; ainsi, à Sutton-Ouest, les sommets des reliefs la dominent de quelque 140 m.

L'analyse des dépôts fluvioglaciaires le long de cette rivière illustre bien l'activité glaciaire de l'inlandsis lors de son recul. Environ 15 positions frontales de la glace peuvent être établies, sur une distance de 4 km entre les emplacements 1 et 4 de la figure 3. Les segments morainiques, de forme arquée, sont d'inégale importance. Le chenal d'écoulement des eaux proglaciaires de l'un des segments les plus typiques (fig. 3, emplacement 2) se situe au

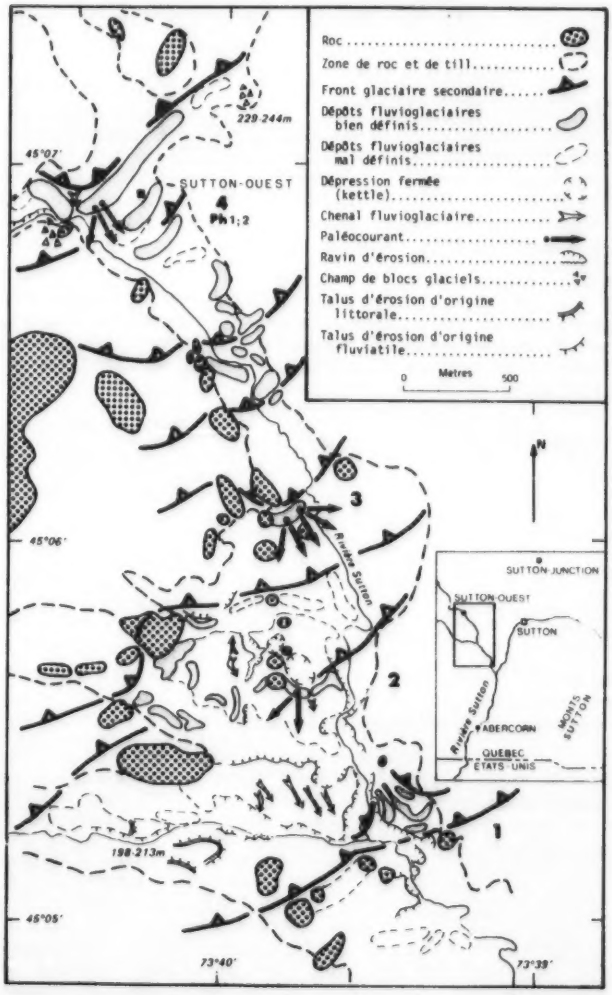


Figure 3. *Moraines arquées de la vallée de la rivière Sutton. Discussion des emplacements 1 à 4 dans le texte; compilation faite à partir des photos aériennes Q65103, 163 et 65106, 131 à 133; localisations des photos 1 et 2 indiquées.*

centre de la forme arquée, soit en son point le plus bas; l'homme y a d'ailleurs tracé la route locale. La forme générale permet de situer la glace du côté nord-ouest, où l'on note la présence de dépressions fermées. Par ailleurs, la disposition des lits graveleux et sableux indique que les courants s'écoulaient vers le secteur sud à sud-ouest (fig. 3, emplacements 3 et 4). De plus, les eaux de fusion avaient un caractère torrentiel, ainsi qu'en font foi la granulométrie des sédiments, et la forme très lenticulaire des strates de sable et de gravier; on note même la présence de galets plats imbriqués, à inclinaison sédimentaire vers le secteur nord-nord-ouest, soit vers l'amont des écoulements.

L'asymétrie de l'un des petits segments morainiques (fig. 3, emplacement 4; photo 2), situé immédiatement au sud du carrefour de Sutton-Ouest, offre une autre preuve que la glace se trouvait au nord-ouest: en effet, l'angle de pente le plus fort regarde du côté concave, soit au nord-ouest (photo 2, endroit marqué par un x).

Une vue d'ensemble (photo 1) de la dernière moraine de Sutton-Ouest (fig. 3, emplacement 4) montre à la fois l'allure arquée de l'accumulation et la présence, sur le côté ouest, d'un contrefort rocheux sur lequel s'appuient les dépôts fluvioglaciaires.

Cet exemple démontre que la marge glaciaire tendait à se canaliser dans les talwegs, y formant même de petites langues glaciaires légèrement proéminentes par rapport au front général. Ce phénomène a déjà été identifié dans d'autres vallées des Appalaches, où la glace a laissé des moraines frontales marquant la récession des lobes (Gadd et coll., 1972; Shilts, 1981). On peut reconnaître un style de recul comparable dans les vallées des Laurentides (Prichonnet, 1977), au nord des basses terres du Saint-Laurent.

Lorsque la glace se stabilisait, les vallées concentraient les eaux de fonte, permettant ainsi l'amoncellement des débris charriés dans les chenaux supraglaciaires, ou dans les chenaux parallèles au front (entre la glace et le substratum rocheux ou dans des crevasses).

Il est intéressant de noter que la mise en place des dépôts morainiques a eu lieu en bordure d'un lac proglaciaire, qui a laissé quelques traces d'activité littorale comme des talus d'érosion et des champs de blocs glaciels (fig. 3, emplacements 1, 4; photo 3). Les eaux glaciaires s'écoulaient alors en direction du sud-est, déposant leur charge de sable à proximité (fig. 3, emplacement 1), et entraînant les silts et les argiles dans la vallée de la rivière Sutton, et jusqu'au delà de la frontière des États-Unis l'érosion subséquente a d'ailleurs préservé quelques lambeaux des sédiments silto-argileux de nature rythmique, mis en place dans le secteur d'Abercorn (fig. 3).

Les eskers de Mystic, près de Bedford

Le présent exemple doit son choix au fait qu'il se situe sur le tracé hypothétique de la moraine de Drummonville (Gadd et coll., 1972).

Le secteur représenté sur la figure 4 montre l'étroite association entre deux tronçons d'esker et une série de crêtes rocheuses dont les strates sont fortement redressées et affectées de nombreux plis (Eakins, 1963; Charbonneau, 1980; Globensky, 1981); certains niveaux de calcaire et de conglomérats y forment même quelques barres résistantes. On se trouve en fait sur l'une des zones du front de chevauchement appalachien (ligne de Logan et failles associées).

Il semble bien que les accumulations fluvioglaciaires se soient mises en place dans des tunnels sous-glaciaires, qui se développaient à la faveur de points de faiblesse, ou de zones de tension, provoqués par les éperons rocheux. Au premier abord, de tels contextes géomorphologiques peuvent être interprétés comme de vastes amas graveleux, mais au moins dix coupes ou points de contrôle, répartis parmi les principales formes d'accumulation et d'érosion illustrées à la figure 4, viennent appuyer l'interprétation générale proposée. La zone décrite ici se situe à environ 70 m d'altitude: elle a donc constitué, dans la mer Champlain, un haut fond, puis une zone littorale, dont la longue exposition aux vagues et aux

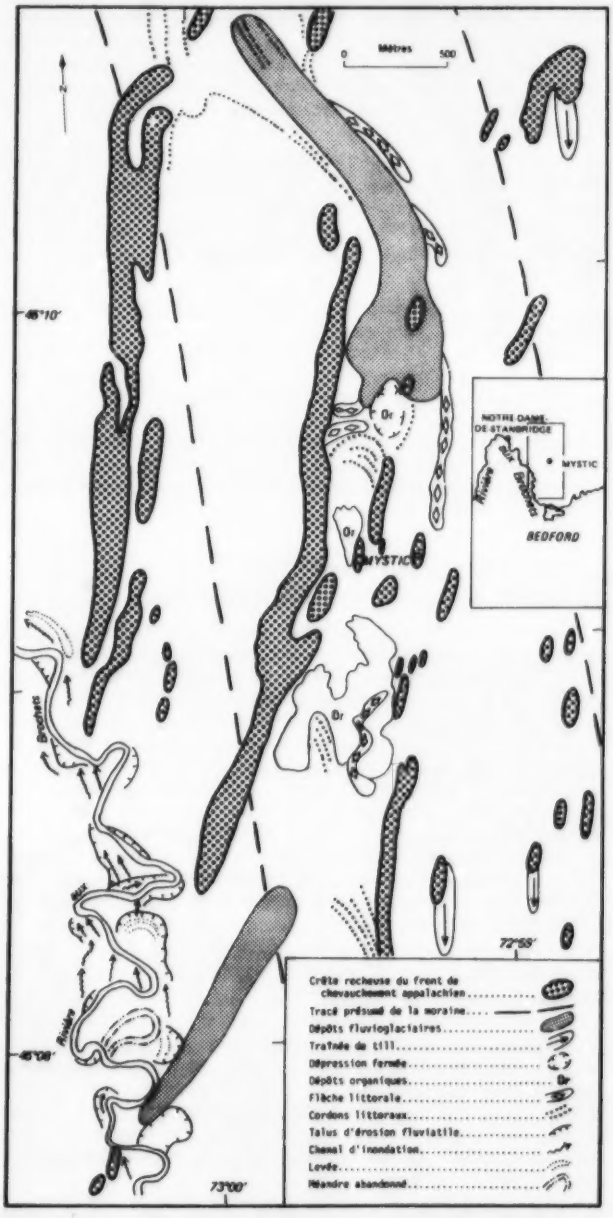


Figure 4. *Eskers de Mystic. Les dépôts fluvioglaciaires sont associés aux crêtes et dépressions du substratum rocheux: la direction de l'ensemble est liée à celle du front de chevauchement appalachien (ligne de Logan et failles associées). Établi à l'aide de la photo aérienne Q65102, 148.*

courants explique bien à la fois l'importance du remaniement sublittoral ou littoral, et la mise à nu des barres rocheuses. Et d'ailleurs, les dépressions contiennent des dépôts sablo-silteux fossilifères.

Dans le coeur de l'esker, on observe une succession de faciès et de structures sédimentaires caractéristiques de bien des eskers de la région (photo 4): la base présente des dépôts plus grossiers, généralement graveleux et mal stratifiées, et on y relève aussi la présence de concentrations de blocs de calcaire[1], dont certaines faces sont polies et striées, tandis que d'autres sont fortement émoussées, ou marquées de gouges d'érosion provoquées par l'action torrentielle des eaux fluvioglaciaires; au-dessus, les lentilles graveleuses peuvent exhiber des galets applatis à pendage sédimentaire vers l'amont, soit vers le secteur nord-nord-ouest. Enfin, dans les sables susjacents, les lits obliques et les rides de courants (photo 5) indiquent un écoulement des eaux vers le sud et le sud-sud-est (fig. 2). Les flancs de la structure montrent des sédiments silteux ou silto-argileux qui correspondent à une phase plus tardive, et donc à une sédimentation en milieu plus calme des apports fluvioglaciaires. De tels dépôts marquent la transition entre le milieu fluvioglaciaire (chenal sous-glaciaire) et les milieux glaciolacustre puis glaciomarin. Les dépôts fins sommitaux sont déformés par des glissements sous-aquatiques. Une inversion granulométrique brutale apparaît au-dessus de la discordance sédimentaire provoquée par le remaniement littoral, lors de l'exondation.

L'analyse sédimentologique

Des analyses systématiques ont été effectuées afin de déterminer le sens de l'écoulement des eaux fluvioglaciaires, et donc la position de la glace (dans le cas de moraines), ou le sens de son retrait (dans le cas des eskers). Les mesures de pendages sédimentaires ont été le plus souvent reportées sur stéréogramme, grâce à un programme de traitement par ordinateur. Dans d'autres cas, surtout pour les observations en nombre limité, on a simplement indiqué les orientations par des vecteurs. La plupart des résultats sont reportés sur la figure 2.

La présente étude expose brièvement trois cas d'analyses détaillées.

L'esker de Cowansville

Long de 4 km, l'esker n'a que 100 à 150 m de large et s'oriente entre 120° et 300° (fig. 2, en pochette). À l'occasion de la visite de deux exploitations, on a pu observer que des graviers peu ou pas stratifiés occupent le coeur de la structure, tandis que des sables gravillonnaires forment l'essentiel du matériel exploité, et que des galets de quelques centimètres de diamètre sont dispersés le long des plans de stratification des lits obliques. La figure 5 présente les principaux résultats des mesures effectuées: en A, les directions de courants, déduites des inclinaisons de lits obliques, de galets plats et de galets allongés disposés parallèlement aux chenaux en auge, sont comprises entre N100° et N135°; en B, la parallèle aux plans de failles de tassement indique une orientation entre 120° et 300° à 130° et 310°, confirmant que ces dernières sont subparallèles aux flancs de la structure; en C, on peut démontrer que les grands axes de galets allongés, pris dans le centre des chenaux en auge, tendent à indiquer la même direction d'écoulement; enfin en D, en établissant des axes de chenaux virtuels à partir de mesures de lits obliques dispersés sur toute la largeur de l'esker, on a obtenu l'aire de dispersion probable des chenaux, soit N050° à N200°, et la direction moyenne du sens des écoulements, soit N125°. Ainsi, on peut conclure que les eaux fluvioglaciaires s'écoulaient vers le sud-est et que la mise en place de l'esker s'effectuait du sud-est vers le nord-ouest.

Il convient de noter que l'esker constitue un corps sédimentaire résistant qui a déterminé le tracé local de la rivière Yamaska Sud-Est (fig. 2).

La moraine de Warden

Cette dernière est située à 1 km au nord de Warden, dans une large dépression empruntée par la rivière Yamaska Nord. Il s'agit d'un dépôt arqué de 1,2 km de long et 250 m de large, à concavité tournée vers le nord-ouest. Une exploitation a permis d'observer des alternances de dépôts fluvioglaciaires et de till carbonaté en coulées boueuses (flow-tills d'Evenson et coll., 1977). Les sables et graviers contiennent beaucoup de blocs émoussés, tandis que de nombreux lits et laminations de silt et de sable subdivisent le diamicton (photo 6).

L'analyse des inclinaisons de galets plats, de quelques centimètres de diamètre, disposés dans les dépôts fluvioglaciaires (fig. 6, diagramme A) établit nettement que les écoulements se produisaient vers le sud-est et le sud-sud-est. L'analyse des stratifications dans le till carbonaté en coulées boueuses confirme que la pente sédimentaire, lors de la mise en place, était dirigée vers les secteurs sud-est et sud (fig. 6, diagramme B).

La moraine de Warden marque bien une position glaciaire stable, avec une marge active au nord-nord-ouest qui fournissait une grande quantité de matériel comme du till le long des plans de cisaillement, et du gravier et du sable par ses eaux de fonte.

L'esker de Farnham-Centre

Plusieurs corps sédimentaires graveleux ont été intensément exploités au sud-ouest de cette localité. Dans l'un d'eux, encore visible sur une hauteur de 2 à 4 m, on a relevé trois séries de mesures sur galets plats. À priori, peu d'indices permettent de distinguer les graviers de la base de ceux du sommet. La figure 7 démontre toutefois que la mise en place des graviers de la base (diagramme A) est due à des courants fortement chenalisés s'écoulant vers le sud-sud-est. Par contre les graviers supérieurs montrent des imbrications caractéristiques des actions littorales (diagrammes B et C); en outre, ces deux séries de mesures présentent une très forte analogie dans l'orientation des galets, bien qu'elles aient été effectuées à plusieurs mètres de distance. La disposition observée est interprétée comme le résultat de l'action de vagues assez puissantes, lors des tempêtes provoquées par les vents du nord-ouest ou de l'ouest. On a déjà eu l'occasion de noter sur la baie Missisquoi que les vents du nord-ouest, en particulier, sont parmi ceux qui provoquent de très fortes tempêtes sur les lacs du sud du Québec. Cette action des vents du nord-ouest a également été proposée pour expliquer certains champs de galets et blocs sur les versants de la montagne de Rigaud, à l'ouest de Montréal (Terasmae et coll., 1972).

En conclusion, on peut retenir que les analyses, basées sur plusieurs phénomènes sédimentaires, tendent à démontrer l'écoulement des eaux fluvioglaciaires vers les secteurs sud-est et sud. La figure 2 présente les résultats pour 18 lieux d'observation dispersés sur le territoire considéré; ces derniers sont représentatifs de l'ensemble des corps sédimentaires identifiés. On peut y distinguer deux situations principales: celle où il s'agit de dépôts frontaux, pour lesquels la dispersion des écoulements tend à refléter l'allure arquée de ce que l'on propose d'appeler des segments morainiques (fig. 3); et celle où les écoulements sont fortement chenalisés, et dont on classe les dépôts dans le type esker (fig. 4). Lorsque les mesures sont effectuées sur deux flancs d'un esker, on peut néanmoins constater des tendances fortement divergentes des chenaux d'écoulement,

[1] L'examen de 30 blocs a établi qu'ils ont environ 1 m de diamètre, et sont d'origine très locale (les calcaires et les conglomérats) ou régionale (les flyschs).

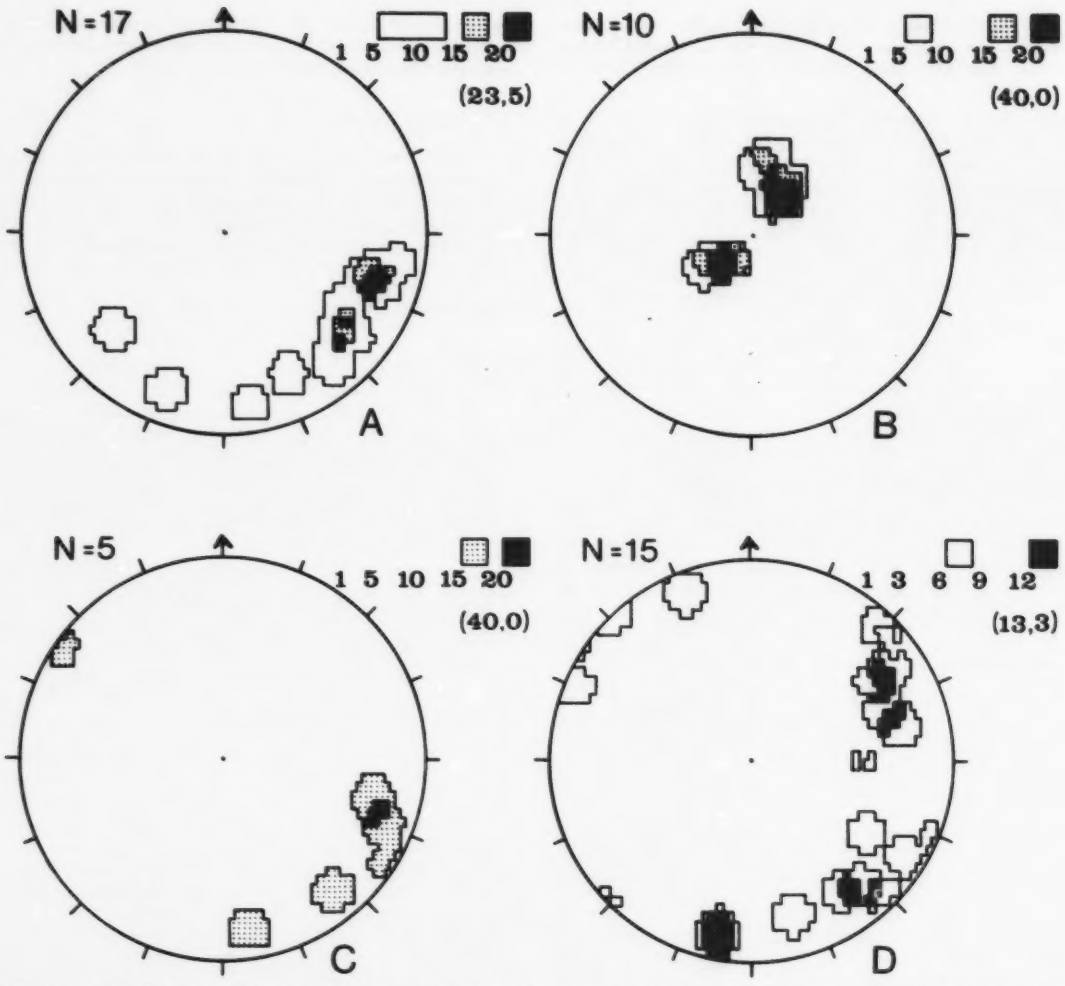


Figure 5. *Projections stéréographiques de l'esker de Cowansville. Diagramme de Schmidt (hémisphère inférieur), classes de 10°, où 1, 5, 10, 15, 20 représentent le pourcentage de recoupement des mesures (N), et la valeur entre parenthèses, le pourcentage de recoupement maximum. A. Pendages sédimentaires sur huit lits obliques, six galets plats et trois galets longs. B. Failles de tassement, parfois antithétiques, sur les flancs. C. Pendages sédimentaires de cinq galets longs. D. Axes de chenaux reconstitués à partir de lits obliques.*

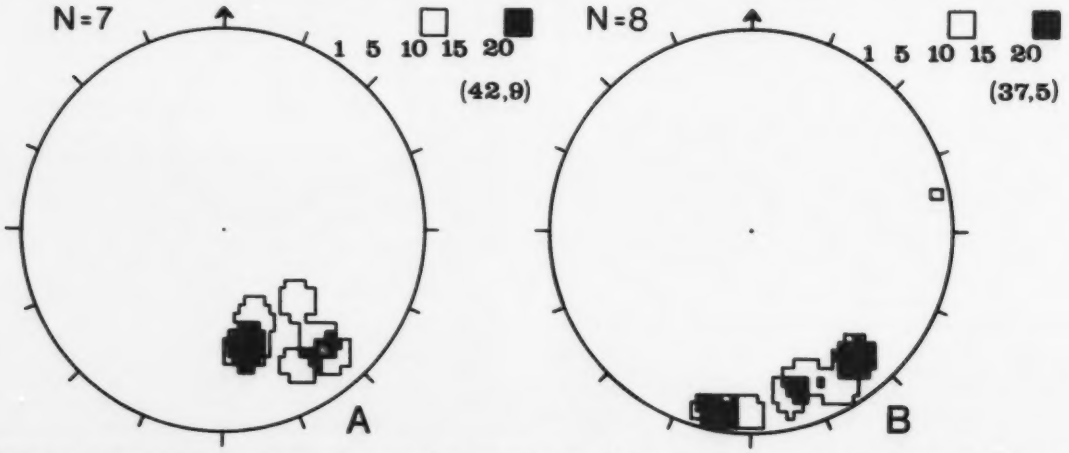


Figure 6. *Projections stéréographiques de la moraine de Warden. Diagramme de Schmidt (hémisphère inférieur), classes de 10°, où 1,5, 10, 15, 20 représentent le pourcentage de recoupement des mesures (N), et la valeur entre parenthèses, le pourcentage de recoupement maximum. A. Pendages sédimentaires de galets plats contenus dans des sédiments fluvioglaciaires. B. Mesures sur des laminations dans le till carbonaté en coulées boueuses; données recueillies par A. Doiron (1981).*

par rapport à l'axe de la construction, ainsi qu'en fait foi l'exemple étudié au sud-ouest de Saint-Césaire (fig. 2). Seul l'exemple de Saint-Simon-de-Bagot indique des courants dominants vers le sud-ouest, en raison du fait que la marge glaciaire s'écoulait vers le sud-sud-ouest et le sud-ouest, et donc orientait les torrents sous-glaciaires dans les mêmes directions (Prichonnet, 1977 et 1982a).

DISCUSSION DES RÉSULTATS

Problème stratigraphique

Presque toutes les constructions fluvioglaciaires décrites dans la présente étude ont été attribuées à une phase de sédimentation active lors du dernier recul glaciaire, soit à la fin du Wisconsinien supérieur. Tel est le cas, d'une part, pour les dépôts localisés le long du tracé du complexe morainique du front des Hautes Terres (Elson, 1962; Gadd, 1964; Gadd et coll., 1972; Doiron, 1981; Cloutier, 1982; Prichonnet, 1982a) et, d'autre part, pour l'ensemble des formes fluvioglaciaires, principalement de type esker, dispersées sur le reste de la région étudiée (Prichonnet, 1982a, b; Prichonnet et coll., 1982).

Quelques eskers situés au sud-est d'Acton-Vale (fig. 2) appartiennent aussi à cette période de temps (McDonald, 1966). Une description plus détaillée de tous les dépôts présents sur les cartes de Granby et de Cowansville, ainsi que leur relation avec les dépôts postérieurs, lacustres ou marins, a été donnée ailleurs (Prichonnet, 1982a, b).

Mais il convient de noter que les dépôts fluvioglaciaires de Saint-Césaire (fig. 2) sont attribués, par certains auteurs, à une phase proglaciaire antérieure à la dernière glaciation (LaSalle, 1981; LaSalle et coll., 1982). L'argumentation repose sur la présence de lentilles de till, parfois épaisses, sur les flancs de ces structures gravelo-sableuses. Un problème analogue se pose pour les dépôts situés au nord de Saint-Simon-de-Bagot (fig. 2): une nappe de till y présente un biseau qui s'épaissit en direction nord, au-dessus de l'exploitation des sables fluvioglaciaires. L'hypothèse que certaines de ces constructions aient résisté au passage du dernier glacier n'est donc pas à écarter complètement. Toutefois, les raisons suivantes semblent indiquer que de telles structures correspondent, elles aussi, au recul glaciaire:

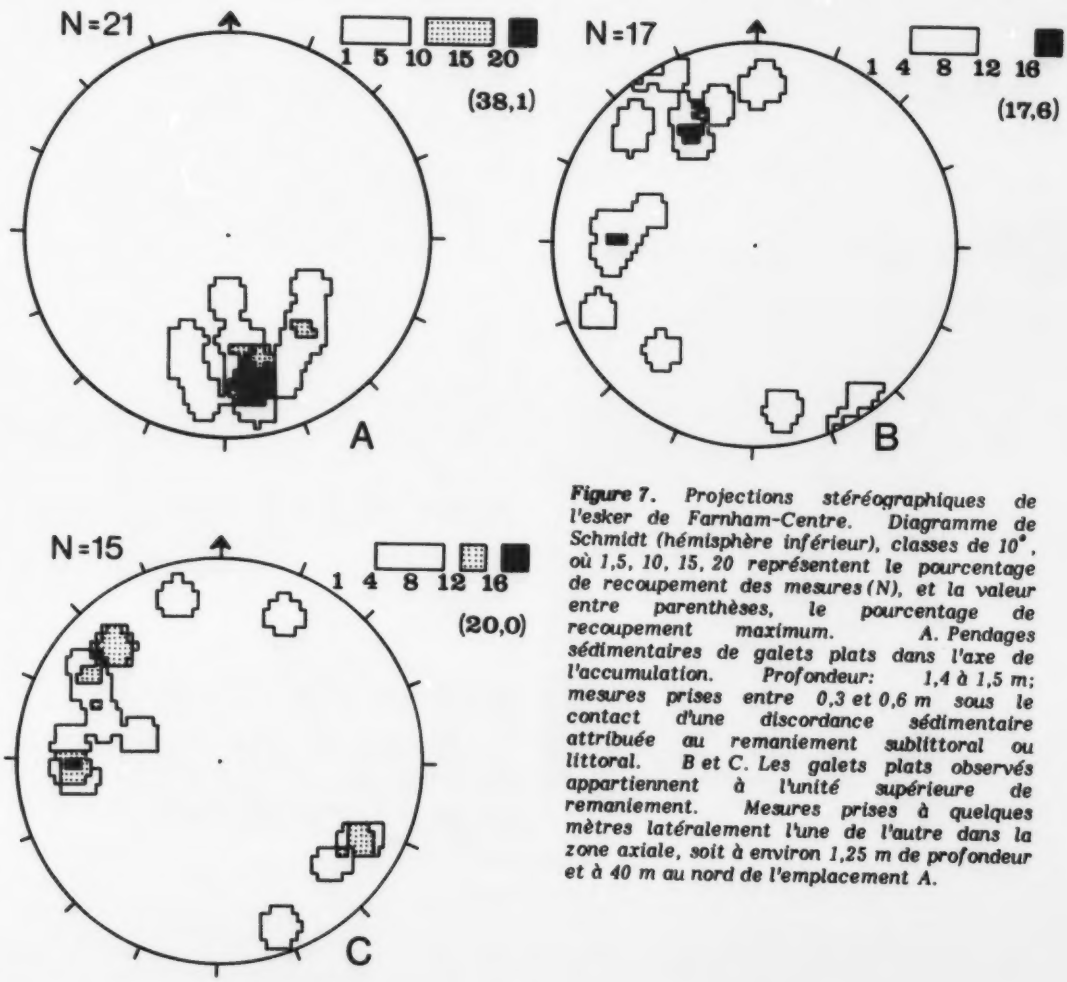
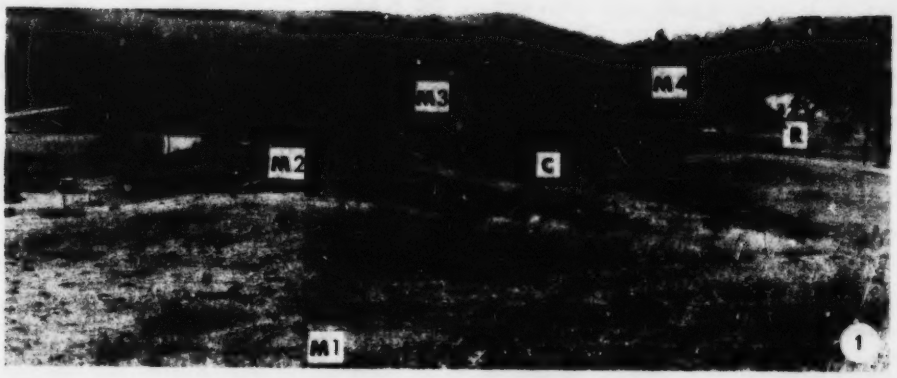
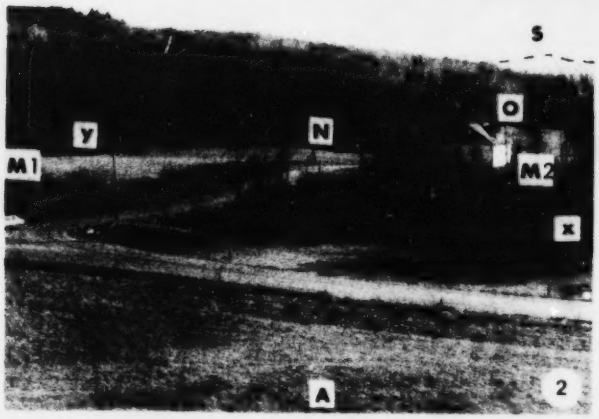
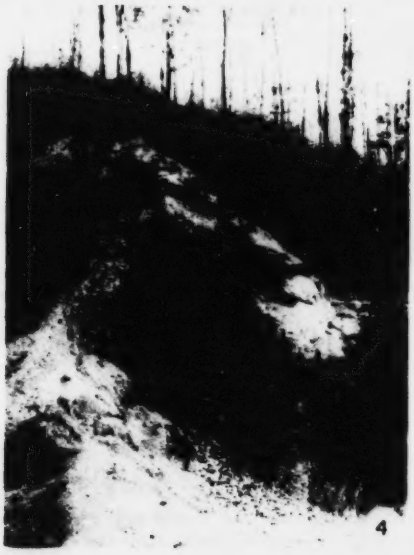


Figure 7. *Projections stéréographiques de l'esker de Farnham-Centre. Diagramme de Schmidt (hémisphère inférieur), classes de 10°, où 1,5, 10, 15, 20 représentent le pourcentage de recoupement des mesures (N), et la valeur entre parenthèses, le pourcentage de recoupement maximum. A. Pendages sédimentaires de galets plats dans l'axe de l'accumulation. Profondeur: 1,4 à 1,5 m; mesures prises entre 0,3 et 0,6 m sous le contact d'une discordance sédimentaire attribuée au remaniement sublittoral ou littoral. B et C. Les galets plats observés appartiennent à l'unité supérieure de remaniement. Mesures prises à quelques mètres latéralement l'une de l'autre dans la zone axiale, soit à environ 1,25 m de profondeur et à 40 m au nord de l'emplacement A.*







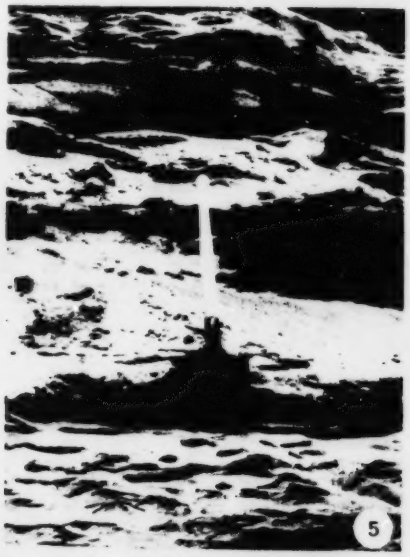


PLANCHE I

1. Un certain nombre de structures synsédimentaires appuient davantage l'hypothèse de la présence d'un chenal sous-glaciaire, que l'hypothèse d'un épandage proglaciaire antérieur chevauché par une avancée de l'inlandsis. Voici quelques exemples:

   a. au sud-ouest de Saint-Césaire, des lentilles de till, de 3 à 4 m d'épaisseur, comblent des dépressions dans les sables sommitaux de l'esker; il s'agit d'un till carbonaté en coulées boueuses, avec stratifications de sable ou de gravier et dont l'épaisseur augmente dans les zones basses. Le till peut contenir des lentilles de dépôts rythmiques (sept séquences dans 0,35 m d'épaisseur; la partie grossière de ces rythmites se compose de sable à débris silteux). La puissance d'une coulée peut varier de 0,10 à 0,80 m vers l'aval de la pente, sur une longueur de 4 à 5 m. Un autre cas a permis d'observer des coulées boueuses de matériel silto-argileux, bréchifié, comblant une dépression <<en entonnoir>>. On peut également signaler la présence d'un exemple de déformation de couches de sable, par failles inverses, pour lequel il est toutefois possible de reconstituer la polarité du courant (vers le sud-est) grâce aux lits frontaux, devenant tangentiels à leur base et, nettement tronqués à leur sommet;

   b. sur le flanc est de l'un des esker à l'ouest de Ange-Gardien, on peut démontrer que le till de fond passe progressivement à un diamicton sableux, puis à un matériel à stratification frustre en se rapprochant de l'axe de la structure.

2. Il existe, à Saint-Dominique, une preuve incontestable de la contemporanéité d'un esker avec le milieu marin, soit l'interdigitation de plusieurs lentilles de till avec des argiles silteuses à **Portlandia arctica** non remaniées (Prichonnet, 1982c). Des failles de chevauchement témoignent, en outre, de l'activité continue du glacier à cette époque sur les flancs de l'esker, à proximité du chenal principal où s'accumulaient des quantités de gravier, de sable ou de silt, selon le régime du torrent sous-glaciaire.

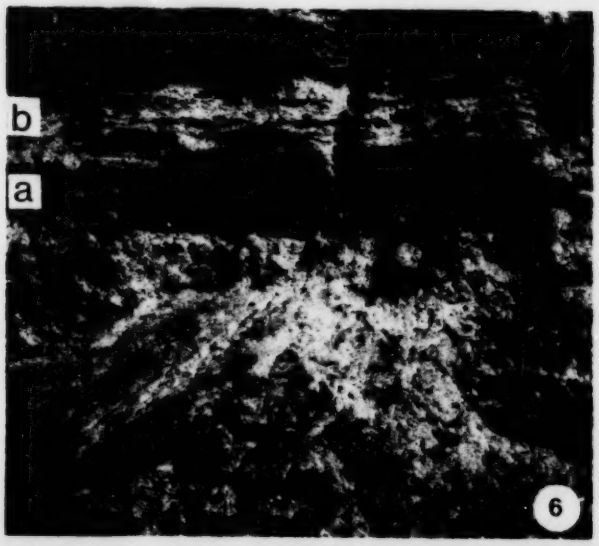


PLANCHE I

Photo 1. Moraines de Sutton-Ouest (fig. 3, emplacement 4). L'orientation nord-est à sud-ouest de la crête morainique (M_1-M_2) devient sud-est à nord-ouest (M_3-M_4). Un chenal médian (c) a pu servir d'exutoire aux eaux de fusion; il a été élargi par les érosions postérieures au retrait glaciaire, en particulier lors de l'abaissement des eaux glaciolacustres. De tels dépôts s'appuient souvent sur le roc (R), en bordure des vallées (vue vers l'ouest-sud-ouest).

Photo 2. Moraines de Sutton-Ouest. L'observateur est situé sur le versant sud-est (A) de la moraine décrite à la photo 1. Le segment morainique (M_1-M_2) montre un côté proximal (x) plus abrupt que le côté distal (y). Au sud-est (N et O), d'autres segments morainiques moins importants. Au loin, les monts Sutton (S) (vue vers le sud-est, fig. 3).

Photo 3. Champ de blocs entre 180 et 200 m d'altitude. Emplacement localisé à 500 m au sud-ouest de Sutton-Ouest (fig. 3). L'activité cryogénique a pu avoir un certain effet sur la densité des blocs en surface (depuis l'exondation), mais elle n'est pas la cause de la concentration des blocs et galets dans cette paléobaie (vue vers le sud).

Photo 4. Exemple d'esker 4 km au sud-est de Knowlton (fig. 2). Les stratifications sont déformés et plongent à environ 60°.

Photo 5. Figures sédimentaires dans un dépôt complexe au sud de Frelighsburg (fig. 2). Les trains de rides ascendantes indiquent que les paléocourants s'écoulaient vers le sud-sud-ouest (à gauche). Noter les variations granulométriques.

Photo 6. Moraine de Warden. Alternance a) de lentilles de gravier et de sable fluvioglaciaires stratifiés, et b) de till carbonaté en coulées boueuses (vue vers le sud-est, fig. 6).

Photo 7. Flèche principale au sud-est du mont Yamaska. Cette <<butte-témoin>>, dans une ancienne exploitation, est détruite, mais un important front d'exploitation existe toujours à proximité de cet endroit. Les stratifications obliques et le granoclassement inverse témoignent de l'importance des courants lors de l'exondation. Outre des graviers, certains points plus clairs représentent des fossiles marins comme **Hiatella arctica** (Linné) et **Macoma balthica** (Linné) (vue vers le nord-ouest, fig. 11).

Le problème de tills en coulées boueuses sur les flancs des eskers régionaux, à la fin du Wisconsinien supérieur, a été évoqué plusieurs fois (Prichonnet, 1977; Rust et Gostin, 1982).

3. Leur alignement est parfaitement comparable à celui des autres dépôts (fig. 2); il s'agit là d'un argument basé sur la similitude des formes, qui constitue une preuve convergente.

Il faut donc retenir l'hypothèse selon laquelle la mise en place des structures fluvioglaciaires ci-mentionnées (fig. 2) date du dernier recul glaciaire, soit vers 13 000 à 12 000 BP. Une datation sur coquille marine (**Mya sp.**, en thanatocénose) indique un âge minimum du retrait glaciaire à Saint-Dominique: ce dernier serait antérieur à 12 480 ± 240 BP (Prichonnet, 1980b; fig. 2).

Le mode de déglaciation

La répartition (fig. 2, 3 et 4) et l'analyse sédimentologique (fig. 5, 6 et 7) des dépôts fluvioglaciaires de contact permet de retenir quelques faits importants:

1. Les dépôts sont plus abondants dans le piedmont appalachien accidenté, que dans la partie occidentale aux reliefs moins prononcés;
2. Les dépôts sont organisés selon deux orientations préférentielles, à savoir: a) les dépôts frontaux (véritables segments morainiques) de type arqué, à forme concentrique, à segments subparallèles et à espacements irréguliers de 100 à 500 m (fig. 3); et b) les dépôts de type esker sensiblement perpendiculaires aux précédents, donc de type radial par rapport aux segments morainiques; ils accusent une orientation sud-est à nord-ouest dans la zone est accidentée, et du sud au nord ou du sud-sud-ouest au nord-nord-est dans les secteurs moins élevés de l'ouest et du nord;
3. L'influence du relief se traduit de plusieurs façons: dans le piedmont accidenté la disposition des terrases de kame et des petites moraines frontales est tributaire de l'écoulement glaciaire dans les dépressions ou les talwegs, tandis que les trains d'eskers montrent une influence variable (alignements dans des talwegs, ou de larges dépressions, et sur des versants de reliefs importants comme le mont Brome); dans la zone ouest pénéplanée, la dispersion des accumulations permet d'imaginer que les plans de faiblesse dans la glace pouvaient être provoqués par n'importe quel relief, même mineur, du substratum rocheux (fig. 4); et,
4. Les paléocourants montrent des tendances constantes vers les secteurs sud et sud-est, confirmant que le glacier reculait vers le nord-ouest ou le nord (fig. 2, 5, 6 et 7).

Le recul glaciaire se faisait de façon quelque peu erratique et continue: dans telle vallée (fig. 3), il y a moyen de tracer des fronts successifs, mais on ne peut les relier avec certitude à aucune autre position déduite d'une autre accumulation (fig. 2). Suite à l'examen d'un esker du type présenté sur la figure 4, on peut conclure que la glace a reculé, dans la région de Bedford, selon une direction sud-nord, mais il est difficile d'être très précis quant à l'orientation du front de l'inlandsis. À partir des études de Shilts et McDonald (1975), il est possible d'imaginer la présence du front à quelques kilomètres au sud de l'esker. Mais, par contre, on ne peut relier une telle position avec l'une ou l'autre des positions établies plus à l'est. La disposition des crêtes appalachiennes permet de nombreuses combinaisons pour tracer les <<festons>> frontaux de l'inlandsis.

La présente étude tend à montrer le caractère diachronique de tous les dépôts fluvioglaciaires analysés sur un assez vaste territoire. Des études de cartographie détaillée (Doiron, 1981; Cloutier, 1982; Prichonnet, 1984), ont permis de mettre en évidence l'aspect erratique et continu des constructions. Le problème a été discuté pour deux cartes à 1/50 000 (Prichonnet, 1982a, b; Prichonnet et coll., 1982). À titre d'exemple, il suffit de discuter le cas de l'esker situé entre le lac Brome et Waterloo (fig. 2). La forme des dépôts suggère (Cann et coll., 1948) qu'il s'agit d'une série d'eskers. Gadd (1964) avait initiallement désigné ces dépôts comme un complexe d'eskers, mais les a ensuite intégré (Gadd et coll., 1972) dans son front glaciaire du complexe morainique du front des Hautes Terres. Les courants qui ont déposé les sédiments montrent un caractère unidirectionnel vers le sud (Doiron, 1981; fig. 2: N = 35, N = 29). Il faut donc considérer ces accumulations comme des eskers et non comme des dépôts frontaux d'un glacier situé à l'ouest. Par ailleurs, de tels dépôts sont antérieurs à des moraines situées plus au nord, entre Waterloo et Warden.

Conclusion

Les dépôts fluvioglaciaires décrits, dispersés et diachroniques, ne constituent pas des entités qui puissent être regroupées pour définir des fronts morainiques. Ils constituent plutôt des étapes, parmi la série de dépôts fluvioglaciaires identifiés, depuis la bordure sud du Québec (région des monts Sutton dans Boissonnault et coll., 1981), jusqu'au Laurentides (Prichonnet, 1977, fig. 2).

Seules les régions accidentées (Appalaches ou Laurentides) ont enregistré des positions frontales relativement bien définies localement, mais difficilement corrélables entre elles.

Quant aux eskers, leur disposition erratique ne laisse aucun doute sur l'impossibilité de les réunir; de plus, dans les zones de faible relief, ils constituent les seules preuves tangibles des positions successives, mais mal définies, du front glaciaire en retrait.

Les caractères décrits dans cette étude régionale semblent bien s'appliquer à de nombreuses structures fluvioglaciaires identifiées dans le sud du Québec (Prichonnet, 1977; Lévesque, 1982; McDonald, 1966; LaSalle, 1981; Boisonnault et coll., 1981).

Il est donc suggéré de désigner les dépôts identifiés par des toponymes locaux. Ainsi, dans le secteur est de la présente étude, on propose: les moraines de Sutton-Jonction; de Sutton-Ouest (fig. 3) et de Fulford (Prichonnet et coll., 1982); et la moraine de Warden (fig. 4). La plupart des segments morainiques des emplacements mentionnés correspondent en effet à un front glaciaire actif distinct. Pour les trains d'eskers, on peut aussi adopter, dans chaque cas, les noms des villages ou localités les plus proches, ainsi, par exemple, les eskers de Iron-Hill, de Bolton-Knowlton (Cloutier, 1982), de Brome-Waterloo, de Cowansville, de Saint-Césaire, de Mawcook, de Saint-Dominique, etc.

PALÉOGÉOGRAPHIE

L'analyse des familles de stries apporte un complément d'information à la reconstitution paléogéographique (fig. 8, 9 et 10). Deux familles de stries sont attribuées au dernier inlandsis d'origine laurentidienne: celle du nord-ouest vers le sud-est, ou famille 2 (fig. 8), et celle du nord-nord-ouest vers le sud-sud-est, ou famille 3 (fig. 9). La famille 3 correspond à la phase pléniglaciaire (Prichonnet 1977 et 1982a): le mouvement vers le sud-sud-est est responsable, en particulier, de la mise en place de formes fuselées de till (Prichonnet 1982a, fig. 29.7). Au total, les glaces d'origine

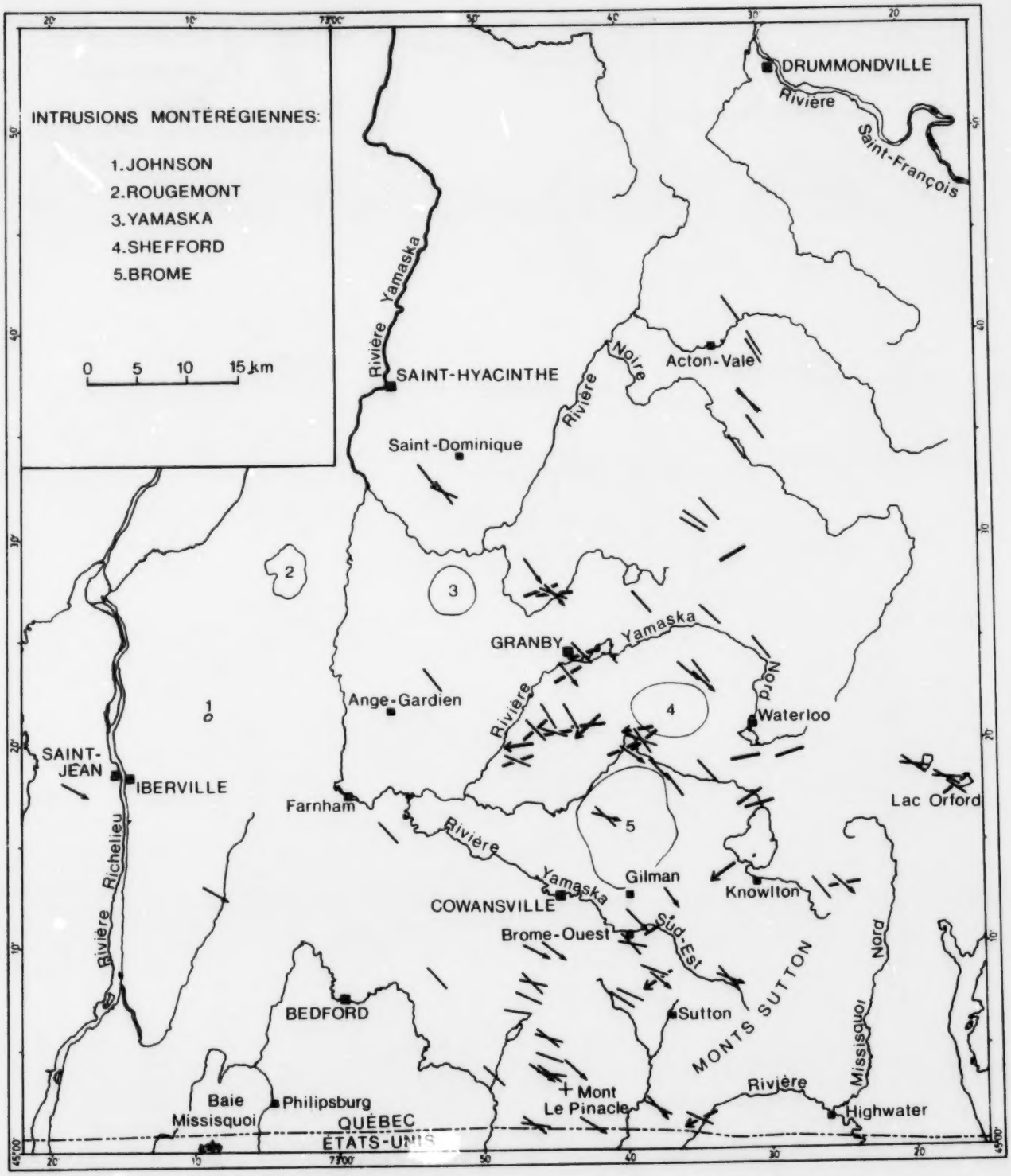


Figure 8. *Familles 1 et 2 de stries graciaires. Les flèches indiquent le sens d'écoulement connu, soit du nord-est au sud-ouest d'après les stries de la famille 1 d'origine appalachienne, et du nord-ouest au sud-est d'après les stries de la famille 2 d'origine laurentidienne.*

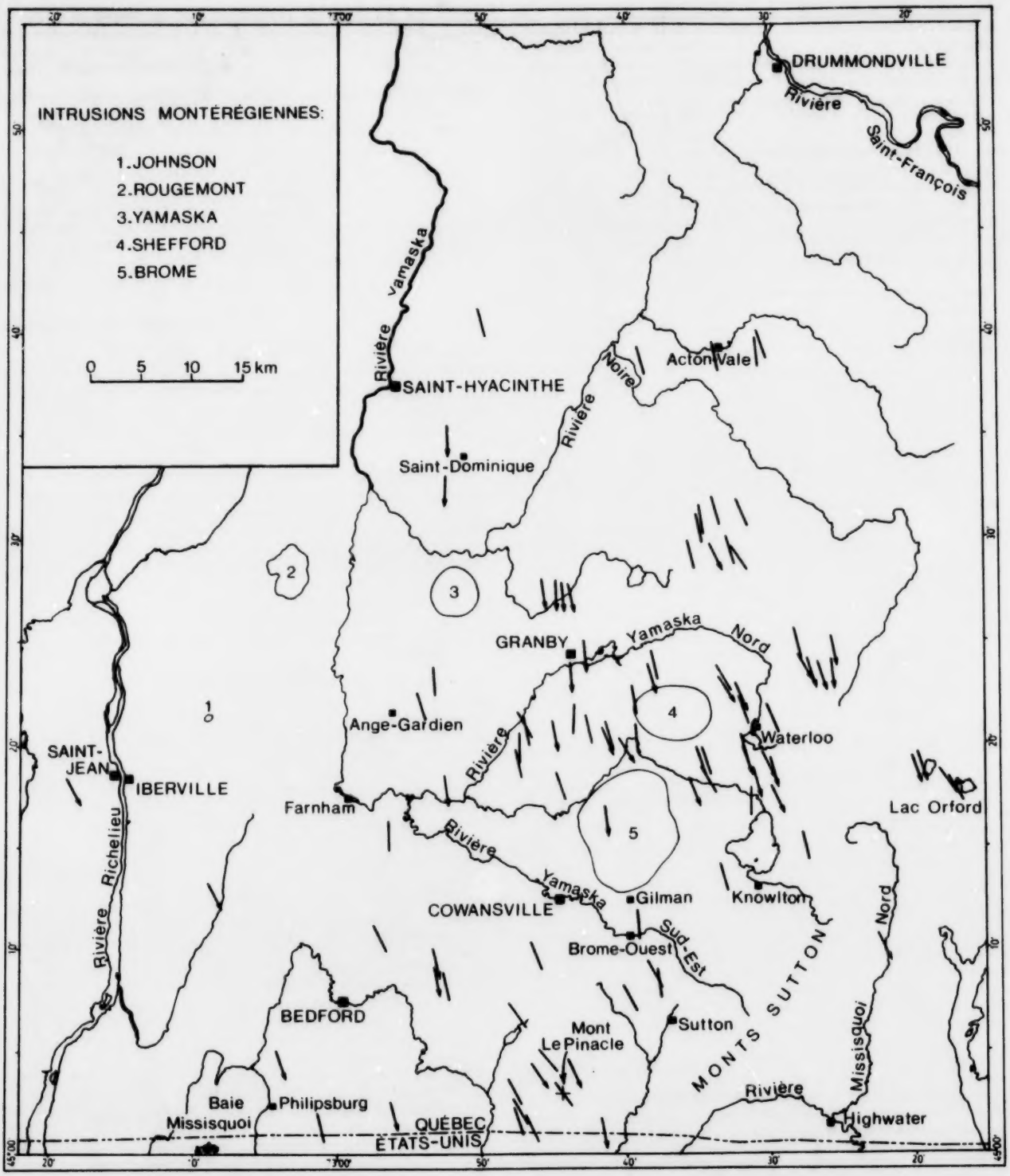


Figure 9. *Famille 3 de stries glaciaires. Les flèches indiquent le sens d'écoulement connu, soit du nord-nord-ouest au sud-sud-est, d'après les stries laissées au Wisconsinien supérieur, lors du pléniglaciaire.*

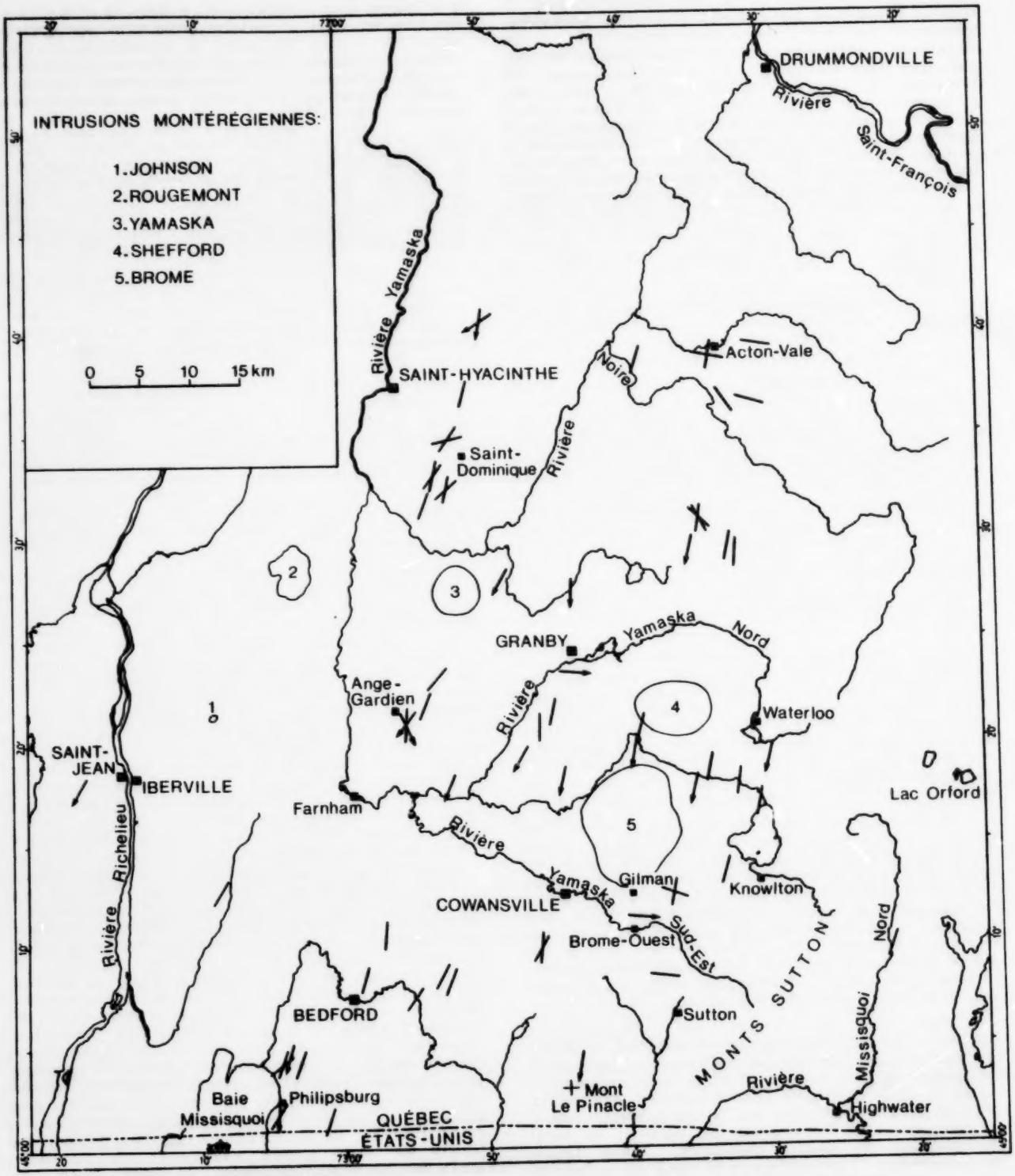


Figure 10. *Famille 4 de stries glaciaires. Les flèches indiquent le sens d'écoulement connu, soit du nord-nord-est au sud-sud-ouest, d'après les stries laissées lors du recul de l'inlandsis.*

laurentidienne ont laissé peu de traces d'un mouvement du nord-est au sud-ouest (fig. 8, famille 1), attribué à des glaces s'écoulant des Appalaches. Par ailleurs, lors de la déglaciation, la bordure de l'inlandsis tendait à être chenalisée vers les grandes dépressions, comme les lacs Champlain et Ontario (Prichonnet, 1977). Ce dernier écoulement, vers le sud-sud-ouest, a laissé des marques d'érosion généralement de moindre importance (fig. 9). Quelques divergences locales pourraient s'expliquer par la tendance du front glaciaire à s'écouler vers les vallées, ou par des échancrures dans les crêtes appalachiennes; de plus, la présence de plans d'eau bordiers a pu accélérer ces mêmes écoulements locaux.

Il semble que la combinaison des deux dernières orientations du mouvement glaciaire permette d'expliquer les directions générales des eskers, et les changements de direction mineurs pour certaines formes: au mouvement du nord-nord-ouest vers le sud-sud-est qui animait la masse de l'inlandsis, tendait à se surimposer, ou se substituer, un mouvement du nord-nord-est vers le sud-sud-ouest, au fur et à mesure que le recul progressait vers le secteur nord.

Par ailleurs, il est intéressant de constater que, dans les zones appalachiennes situées plus à l'est (Gadd et coll., 1972; carte 10-1971), un nombre particulièrement élevé d'importants fronts morainiques lobés ou arqués (Shilts, 1981) ont été portés sur carte. Le relief, fortement disséqué, a favorisé l'individualisation de langues glaciaires, ou même de véritables lobes dans certaines vallées. Les reliefs plus importants ont pu localement scinder les glaces, ayant pour effet de provoquer la mise en place de dépôts interlobaires. À la suite du modèle proposé par McDonald (1971), Clément et Parent (1977) ont montré que les moraines secondaires pouvaient s'ordonner en structures arquées, à espacements variables: sur les figures 4 et 5 de l'étude de Clément et Parent, on peut relever des distances intermorainiques de 130 à 400 m.

De la même manière, les grands types d'accumulations fluvioglaciaires, identifiés dans la zone d'étude, illustrent bien un mode de retrait particulier aux reliefs appalachiens (fig. 2, 3 et 4): chaque vallée ou dépression présente un système local de dépôts frontaux, sans continuité précise avec les zones adjacentes. Quant aux dépôts de type esker, leur diachronisme paraît encore plus évident en fonction de leur disposition géographique (McDonald, 1966, carte 4-1966; McDonald, 1967, carte 5-1966; Warren et Bouchard, 1976).

Il s'avère donc difficile de maintenir le concept de complexe morainique du front des Hautes Terres, tel que défini par Gadd (1964) ou Gadd et coll., (1972), et de l'appliquer à la région de Cowansville-Waterloo. D'une part, l'analyse de détail montre que la disposition des dépôts fluvioglaciaires de contact ne définit nullement un front glaciaire unique, et, d'autre part, aucun de ces fronts secondaires ne permet une extrapolation sûre avec la plus proche position frontale bien définie, soit celle située à Ulverton (Shilts, dans LaSalle et coll., 1982), sur la rivière Saint-François (environ 40 km au nord-est).

Quant à la moraine de Drummondville (Gadd et coll., 1972), l'hypothèse de son existence ne semble pas s'appuyer sur des preuves suffisantes. Suite à la cartographie en détail d'environ 90 km de son tracé, depuis la région de Bedford (fig. 2) jusqu'au nord-est d'Upton, en direction de Drummondville, seul le cas de Mystic (fig. 4) présente une coïncidence entre son tracé et un dépôt fluvioglaciaire de quelque importance. Deux figures complémentaires illustrent d'ailleurs qu'il n'y a pas de moraine (fig. 11, 12).

La figure 11 montre qu'il y a disproportion entre les matériaux fluvioglaciaires piégés sur le flanc sud-est du mont Yamaska et le tracé d'une large <<ceinture morainique>>. Les sources des sédiments mis en place dans les flèches littorales (photo 7) sont multiples (fig. 11): une partie des matériaux provient des dépôts fluvioglaciaires de contact sapés par les vagues, tandis que d'autres ont pu être érodés par le ruissellement dans la dépression du mont Yamaska, ou encore arrachés par les courants côtiers sur les flancs du mont (Prichonnet, 1982a).

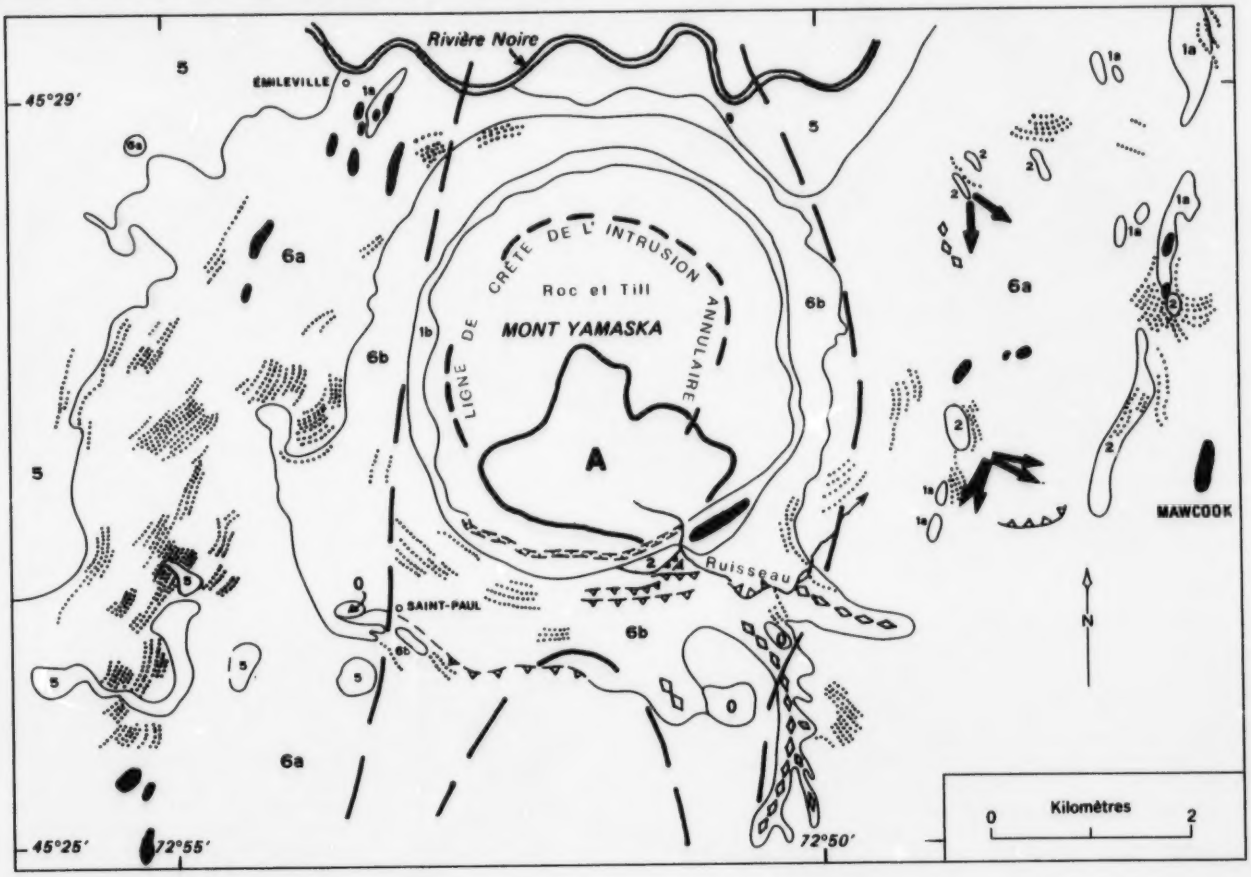
La figure 12 atteste du fait que les vagues de la mer de Champlain ont remanié, lors de l'exondation, la nappe de till recouvrant les crêtes basses du front de chevauchement appalachien. Il s'en est suivi la mise en place d'innombrables petits cordons sublittoraux, puis de flèches et cordons littoraux. L'épaisseur de ces dépôts empruntés au till est extrêmement faible, soit 1 à 2 m dans la plupart des cas.

En règle générale, la disposition des eskers, soit obliques au tracé de la moraine et dispersés de façon erratique, paraît constituer le meilleur argument réfutant la notion d'un front glaciaire stable, aligné sur les structures de chevauchement du front appalachien.

L'examen de tous les exemples sectoriels, ou régionaux, montre que le front glaciaire a tendance à devenir lobé dans les grandes vallées et plus simplement arqué dans les zones moins accidentées. Ce type de bordure glaciaire arqué s'explique assez bien dans le cas de la vallée au niveau de Sutton (fig. 13): le glacier qui se retire à contrepente construit des petits segments morainiques et piège des lacs proglaciaires qui se déversent, <<en cascade>>, les uns dans les autres, au fur et à mesure du recul. Puis, le terminus du glacier se scinde, isolant des culots qui fondront progressivement.

Quelle est la signification de la durée et de l'espacement de tels fronts glaciaires? Connally et Sirkin (1973) ont extrapolé la présence, au cours du Wisconsinien supérieur (fig. 14), de grands fronts glaciaires le long de la vallée de la rivière Hudson et de la dépression du lac Champlain. On peut se demander si un tel comportement de la bordure de l'inlandsis n'est pas précisément lié à la présence de lacs glaciaires jouxtant le terminus dans les dépressions. De plus, si le seul contrôle topographique (Cadwell, 1978) ne suffit pas à expliquer totalement ces haltes glaciaires, néanmoins il semble bien atténuer leur signification climatique. Par ailleurs, un autre facteur vient <<perturber>>, en quelque sorte, le comportement du terminus glaciaire: il s'agit du vêlage accéléré dans les plans d'eau qui jouxtent ce dernier, lors du retrait (Hugues et coll., 1977). Or, dans les régions appalachiennes du Vermont et du Québec, en particulier de part et d'autre des monts Sutton, le lac Vermont suivait la glace en retrait, inondant profondément les vallées (Stewart et MacClintock, 1969). Ces eaux proglaciaires favorisaient-elles un vêlage accéléré dans certaines vallées, ou le long de certains talwegs? La glace, se stabilisant ensuite, aurait-elle pu déposer ces séquences de petites <<moraines de rééquilibration>> (selon l'expression proposée par Hillaire-Marcel et Occhietti, 1980)? Le volume de ces moraines secondaires ou mineures peut évidemment n'être dû qu'à des conditions locales du piégeage sédimentaire. Toutefois, l'hypothèse de l'absence d'un contrôle climatique majeur, caractérisé par un refroidissement planétaire de longue durée, permet plutôt d'envisager l'existence d'un contrôle climatique de courte durée, par des cycles mineurs, dont l'étude est encore peu avancée (Lamb, 1975). De tels cycles, caractérisés par un taux d'ablation accéléré pendant une période de temps limitée, entraînerait une circulation accélérée des eaux de fusion et, sans doute, une concentration de plus grandes quantités de sédiments dans des endroits favorables de la zone du terminus.

En fait, de nombreuses questions sur la déglaciation appalachienne demeurent pendantes. Selon les positions glaciaires de Connally et Sirkin (1973), on constate une accéléraion du retrait glaciaire entre 17 000 et 13 000 BP: de 60 à 65 m/a pour la période de 17 000 à 15 000 BP, le taux moyen du recul passe à 130 m/a entre 15 000 et 13 000 BP. Par contre, la courbe de $l^{18}O$ des glaciers (Dansgaard et coll., 1971) témoigne d'un certain refroidissement survenu entre 13 000 et 12 500 BP. Dans les Appalaches du Québec et les basses terres limitrophes, la durée de la déglaciation est basée sur des datations au carbone radioactif (^{14}C) de matière organique, qui s'étalent entre environ 15 000 BP (Gadd et coll., 1972) et 12 600 BP (LaSalle, 1966). On fixe d'ailleurs l'invasion marine le long de la bordure appalachienne à environ 12 500 ans BP; une datation du même ordre de grandeur, soit 12 480 ± 240 BP (QC 475, Prichonnet, 1980b) a été obtenue sur des coquilles marines recueillies au sud-est de Saint-Dominique (fig. 2). Ces dates indiqueraient donc que la déglaciation des Appalaches du Québec n'aurait procédé qu'au rythme de 10 ou 20 m/a! On voit donc que le problème de la signification climatique et de la durée de la mise en place des moraines identifiées dans ces montagnes, ou les deux, revêtent un certain intérêt. Toutefois, si certains segments des systèmes morainiques correspondent à des étapes de stabilisation glaciaire, il conviendra de les définir avec précision, tant du point de vue descriptif que géographique.



6b	Gravier; littoral régressif	1b	Till		Ravin structural
6a	Sable; littoral régressif	1a	Till remanié		Talus d'érosion littorale
5	Argile silteuse	0	Dépôts organiques		Flèche littorale
2	Fluvioglaciaire de contact		Paléocourant		Cordons littoraux
					Tracé présumé de la moraine
					Roc
					Contact géologique

Figure 11. *Analyses géomorphologique, sédimentologique et stratigraphique du secteur du mont Yamaska. Le tracé présumé de la moraine de Drummondville est indiqué. La plus grande partie des structures géomorphologiques sont des dépôts de remaniement en milieu marin (phase littorale régressive). Ils sont d'origine mixte, empruntés pour une part à une accumulation fluvioglaciaire jouxtant la pente en altitude, et provenant, pour une autre part, d'un large bassin d'alimentation situé dans le mont Yamaska (A). D'après Prichonnet, 1984, carte 4-1983.*

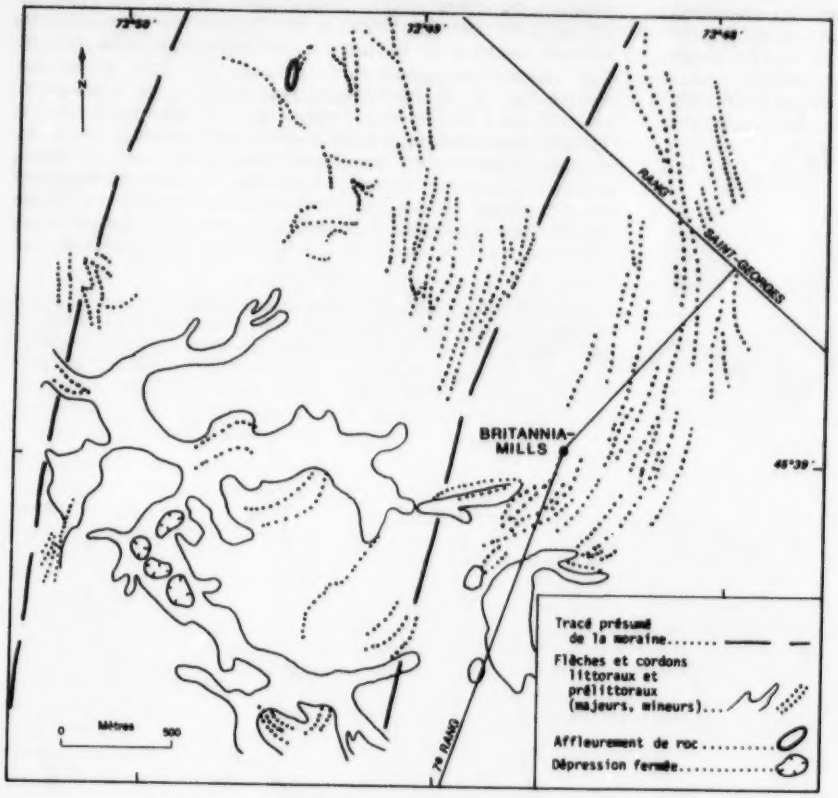


Figure 12. *Exemple montrant l'importance du remaniement littoral ou sublittoral, lors de l'exondation, sur les crêtes basses du front de chevauchement appalachien.*

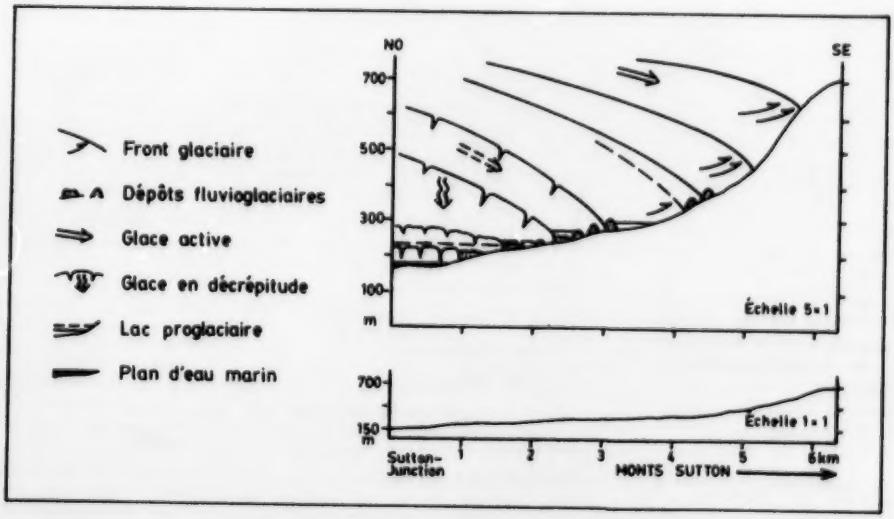
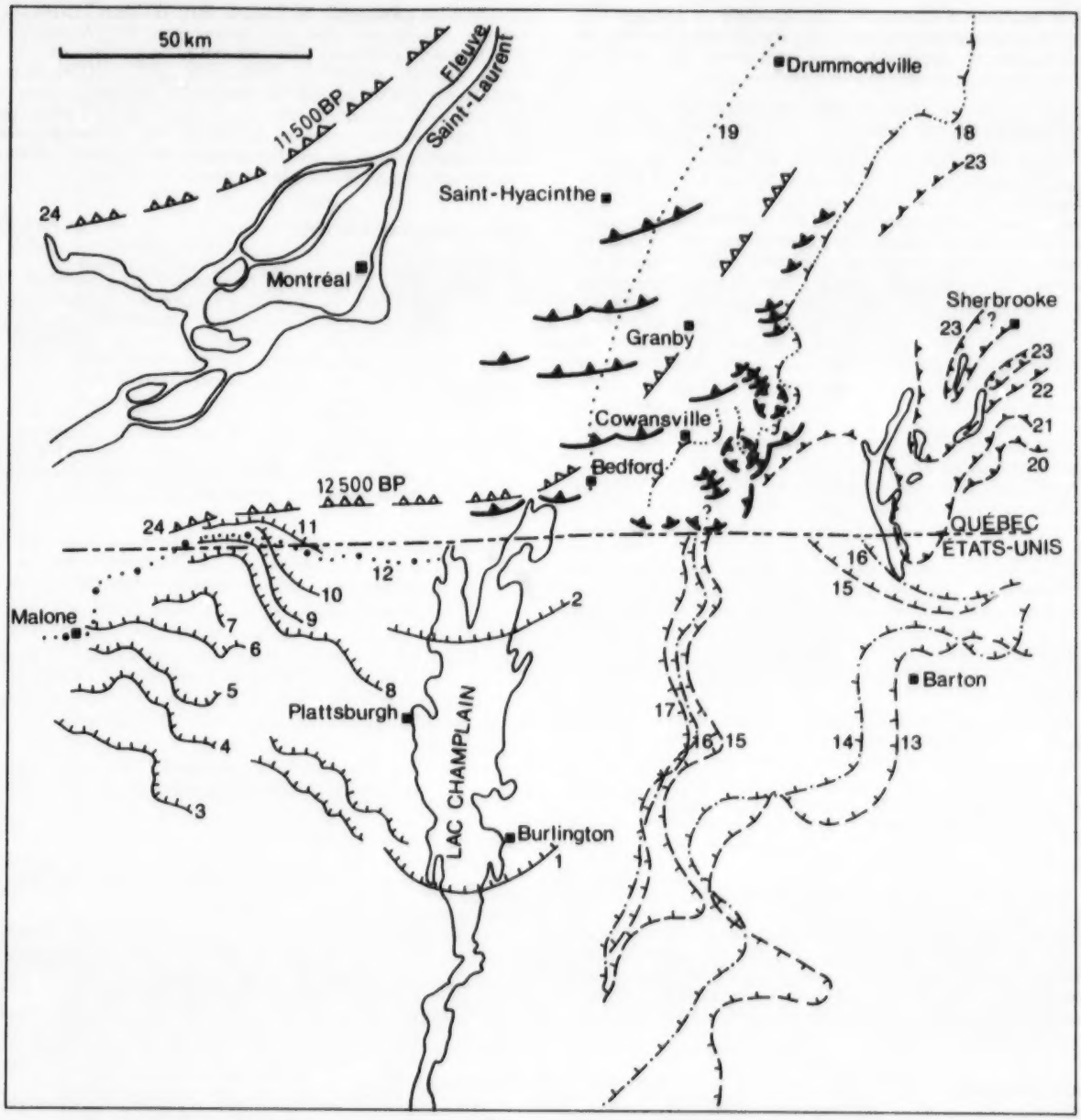


Figure 13. *Essai de reconstitution du recul glaciaire en système montagneux. Le front glaciaire actif s'est progressivement disloqué en masses de dimensions variables. Les plans d'eau, glaciolacustre puis marin, peuvent coexister avec des culots résiduels.*



Modèle de fronts glaciaires diachroniques suggérés.....

Positions glaciaires (Conally et Sirkin, 1973)..... 1,2

Positions glaciaires frontales (Denny, 1974)..... 3-11

Avancée de Fort Covington (MacClintock et Stewart, 1965).... 12

Reculs de la phase de Burlington (Stewart et MacClintock, 1969)..... 13-17

Complexe morainique du front des Hautes-Terres (Gadd, 1964; Gadd et coll., 1972)..... 18

Moraine de Drummondville (Gadd, 1964; Gadd et coll., 1972).. 19

Fronts glaciaires (Boissonnault et coll., 1981)..... 20-23

Front glaciaire (Prichonnet, 1977)..... 24

Figure 14. *Hypothèses de déglaciation, aux limites du Québec et des états de New York et du Vermont.*

Il paraît également nécessaire d'approfondir le concept des glaces appalachiennes résiduelles, puisque tous les eskers construits lors de la déglaciation traduisent une polarité unique du retrait, soit vers le nord-ouest.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'analyse régionale présentée ici permet au moins certaines conclusions. Les unes sont positives et mettent en évidence un mode de retrait valable pour tout le secteur Sutton-Bedford-Drummondville. Les segments morainiques identifiables dans les vallées et sur les pentes montagneuses correspondent à des positions glaciaires diachroniques; les tendances au parallélisme de ces formes écartent définitivement l'idée de fronts stables régionaux. D'ailleurs, les segments de moraine préalablement définis (complexe morainique du front des Hautes Terrres et moraine de Drummondville) ne correspondent pas à des phénomènes de terrain significatifs. Les eskers relevés dans la région s'ordonnent en série: il s'agit de trains d'eskers orientés du sud-est au nord-ouest ou du sud au nord, et grossièrement parallèles les uns aux autres. Ils présentent une disposition radiale, par rapport à celle des segments morainiques, elle-même de type arquée et concentrique. Jointes aux données des paléocourants, les dispositions observées confirment que le recul glaciaire s'effectuait vers le secteur nord ou nord-ouest. La moraine de Drummondville et le complexe morainique du front des Hautes Terres ne semblent pas devoir être considérés comme des étapes marquantes de la déglaciation dans le territoire étudié (fig. 14). Comme dans bien d'autres endroits des Appalaches, ou des régions accidentées en général, la topographie a joué un rôle important lors de la dislocation du front de l'inlandsis au Wisconsinien supérieur.

D'autres aspects du problème semblent sans réponse immédiate: quelle signification climatique donner aux moraines secondaires identifiées? Quelle est la vitesse de la déglaciation dans les Appalaches du Québec? La multiplication des fronts morainiques diachroniques ne met-elle pas en doute l'existence de stades et interstades mineurs du Wisconsinien supérieur, tels que définis dans d'autres régions (Dreimanis, 1977) ?

En terminant, il paraît utile de rappeler (fig. 14) que l'on n'a toujours pas réussi à harmoniser les hypothèses sur la déglaciation dans le sud du Québec et les états limithrophes. À cause des larges dépressions, comme la vallée du lac Champlain, ou des hauts reliefs, comme les monts Sutton, les discontinuités spatiales des dépôts fluvioglaciaires rendent très aléatoires les corrélations temporelles, même relatives, du front de l'inlandsis.

REMERCIEMENTS

Ces travaux de recherche ont été rendus possibles grâce aux subventions de la Commission Géologique du Canada (Division de la Science des terrains) et de l'Université du Québec à Montréal (FIR). L'auteur remercie donc les personnes qui ont examiné les projets et approuvé les octrois, permettant ainsi la réalisation d'un programme de cartographie régionale.

Il tient également à remercier de leur collaboration à la réalisation de la présente étude MM. M. Cloutier, C. Marcotte, N. Koné, P. Corbeil et G. Lévesque, assistants de recherche qui ont participé aux travaux sur le terrain; Mlles O. Mercier et M.G. Lapierre qui ont réalisé les travaux de laboratoires; et Mmes C. Calado et M. Lanteigne qui ont dactylographié le manuscrit avec soin.

Certaines des idées exposées ici se sont précisées grâce aux commentaires ou questions de plusieurs personnes. À ce titre, il faut remercier en particulier: M. N. Gadd, de la Commission géologique du Canada dont les deux visites sur le terrain d'étude ont été fort appréciées; MM. A. Doiron et M. Cloutier, étudiants de maîtrise, qui ont choisi de collaborer au projet de recherche; M.C. Hillaire-Marcel, professeur à l'Université du Québec à Montréal, pour ses discussions stimulantes; MM. J.S. Vincent et R. Fulton, pour leurs commentaires lors de rencontres sur le terrain; enfin, M. J. Veillette qui a eu l'obligeance de faire la critique minutieuse et très profitable du texte.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Adams, F.D.
1914: Les collines Montérégiennes. Excursions aux environs de Montréal et Ottawa; XXIVe Congrès géologique international, Commission géologique du Canada, Livret-guide no. 3, Excursion A7, pp. 31-85.

Bernard, C.
1967: Les environs du lac Brome et de la bordure appalachienne dans le sud-ouest de l'Estrie; étude de géomorphologie structurale; Diplôme d'études supérieures, Université de Montréal, Département de Géographie. 347 p., 20 fig.

Bird, J.B.
1970: Some aspects of the geomorphology of the Eastern Townships of Quebec; Revue de géographie de Montréal, vol. XXIV, no. 4, pp. 417-429.

Boissonnault, P., Gwyn, Q.H.J. et Morin, B.
1981: Le lac proglaciaire Memphrémagog: géologie, géomorphologie, archéologie; Livret-guide d'excursion, 48e Congrès de l'ACFAS, Université de Sherbrooke, Bulletin de recherche, no. 55, 42 p.

Bostock, H.S.
1964: A provisional physiographic map of Canada; Geological Survey of Canada, Paper 64-35, 24 p., Map 13-1964.

Cadwell, D.H.
1978: Bedrock control of ice marginal positions in central New York; Geology, v. 6, pp. 278-280.

Cann, D.B., Lajoie, P. et Stobbe, P.C.
1948: Étude des sols des Comtés de Shefford, Brome et Missisquoi dans la province de Québec; Service des fermes expérimentales, Ministère de l'Agriculture, en collaboration avec le Ministère de l'Agriculture du Québec et du Collège MacDonald, Université McGill, Ottawa, 94 p., 3 cartes (1/63 360).

Charbonneau, J.M.
1980: Région de Sutton (W); Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DPV. 681, 89 p., 1 carte.

Clément, P. et Parent, M.
1977: Contribution à l'étude de la déglaciation dans le centre des Cantons de l'Est, Québec. Géographique physique et Quaternaire 31 (3-4), pp. 217-228.

Cloutier, M.
1982: Géologie et géomorphologie quaternaires de la région de Cowansville-Knowlton-Sutton, Québec; thèse de M.Sc. Université du Québec à Montréal, 143 p., 1 carte.

Connally, G.G. and Sirkin, L.A.
1973: Wisconsinian history of the Hudson-Champlain lobe; dans The Wisconsinian Stage, R.F. Black, R.P. Goldthwait, H.B. Willman, ed., Geological Society of America, Memoir 136, pp. 47-69.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B. and Langway, C.C. Jr.
1971: Climatic record revealed by the Camp Century ice core; dans Late Cenozoic Glacial Ages, K.E. Turekian ed., Yale University Press, pp. 37-56.

Denny, C.
1974: Pleistocene Geology of the Northeast Adirondack Region, N.Y.; United States Geological Suvey, Professional Paper 786, 50 p., 7 plates.

Doiron, A.
1981: Les dépôts quaternaires de la région de Granby-Waterloo, Québec. Cartographie, sédimentologie et stratigraphie; thèse de M.Sc., Université du Québec à Montréal, 198 p., 1 carte, 1 fig.

Dreimanis, A.
1977: Correlation of Wisconsin glacial events between the Eastern Great Lakes and the St-Lawrence lowlands; Géographie physique et Quaternaire, 31 (1-2), pp. 37-51.

Eakins, P.R.
1963: Région de Sutton, Québec; Commission géologique du Canada, Étude 63-34; carte 38-1963, 3 p.

Elson, J.A.
1962: Geomorphology and Pleistocene Geology of the Sutton Area; McGill University, Department of Geological Sciences, vol. 65, 8 p. (MS).

Evenson, E.B., Dreimanis, A. and Newsome, J.W.
1977: Subaquatic flow tills: a new interpretation for the genesis of some laminated till deposits; Boreas, vol. 6, pp. 115-133.

Gadd, N.R.
1964: Moraines in the Appalachian region of Quebec; Short notes, Geological Society of America Bulletin, vol. 75, pp. 1249-1254, 1 fig.

1971: Pleistocene Geology of the central St-Lawrence Lowland; Geological Survey of Canada, Memoir 359, reprinted 1973, 153 p., Map 1197A, 2 fig.

Gadd, N.R., McDonald, B.C. and Shilts, W.W.
1972: Deglaciation of Southern Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 71-47, 19 p., Map 10-1971.

Globensky, Y.
1981: Région de Lacolle, St-Jean; Ministère de l'Énergie et des Ressources, DGRGM, RP. 197, 197 p., 2 cartes.

Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S.
1977: Fréquence des datations au ^{14}C de faunes marines post-glaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 21(1), p. 17-54.

Hillaire-Marcel, C. and Occhietti, S.
1980: Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and postglacial events in eastern Canada; Zeitschrift für Geomorphologie, Neu Folge, 24, 4, pp. 373-392.

Hugues, T., Denton, G.H. and Grosswald, M.G.
1977: Was there a late-Wurm Arctic Ice Sheet?; Nature, 266, p. 596-602.

Lamb, H.H.
1975: Remarks on the current climatic trend and its perspective; Proceedings WMO/IAMAP, Symposium on long term climatic fluctuations; WMO, 421, p. 473-477.

LaSalle, P.
1966: Late Quaternary vegetation and glacial history in the St-Lawrence Lowlands, Canada; Leidse Geologische Mededelingen, 38, p. 91-128.

1981: Géologie des dépôts meubles de la région de Saint-Jean/Lachine; Ministère de l'Énergie et des Ressources, DGEGM, DPV-780, 13 p., 2 cartes.

LaSalle, P., David, P.P. and Bouchard, M.A., eds.
1982: Guidebook of the 45th Annual Meeting of the Friends of the Pleistocene; Drummondville-Saint-Hyacinthe, Québec, Canada, Montréal, Université de Montréal, 57 p.

LaSalle, P., Martineau, G. et Chauvin, L.
1979: Géologie du Quaternaire au sud de la ville de Québec (Thetford Mines), Beauce, monts Notre-Dame; Associations Géologique et Minéralogique du Canada; Université Laval, Québec, Livret-guide, Excursion A.11, 31 p.

Lévesque, G.
1982: Géologie des dépôts quaternaires de la région de Oka-Sainte-Scholastique, Québec; thèse de M.Sc., Université du Québec à Montréal; 139 p., 1 carte, 1 fig.

MacClintock, P. and Stewart, D.P.
1965: Glacial geology of the St-Lawrence Lowland; New York State Museum and Science Service, Bulletin 394, 152 p., 2 plates, 4 fig.

McDonald, B.C.
1966: Géologie des dépôts meubles, Richmond-Dudswell, Québec; Commission géologique du Canada, carte 4-1066 (1/63 360).

1967: Géologie des dépôts meubles, Sherbrooke-Orford-Memphrémagog, Québec; Commission géologique Canada, carte 5-1966 (1/63 360).

1971: Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in eastern Canada; dans The Cenozoic glacial ages, K.K. Turekian, ed., Yale University Press, pp. 331-353.

Prichonnet, G.
1977: La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine; Géographie physique et Quaternaire, vol. XXXI, no. 3-4, pp. 323-345.

1980a: Révision critique du concept de la Moraine de Drummondville (Wisconsinien terminal, Québec); 4e colloque AQQUA, Québec, Résumé des communications.

1980b: La mer de Champlain et les lacs proglaciaires au Wisconsinien supérieur dans le piedmont appalachien (Québec). Annales de l'ACFAS, vol. 47, no. 1, p. 113.

1982a: Quelques données nouvelles sur les dépôts quaternaires du Wisconsinien et de l'Holocène dans le piedmont appalachien, Granby, Québec; dans Recherches en cours, partie B, Commission géologique du Canada, Étude 82-1B, pp. 225-238.

1982b: Résultats préliminaires sur la géologie quaternaire de la région de Cowansville, Québec; dans Notes scientifiques et techniques, Recherches en cours, partie B, Commisison géologique du Canada, Étude 82-1B, pp. 297-300.

1982c: Examples of Glacial Marine Sediments in the Champlain Sea, Québec (Late Upper Wisconsinian); IAS 11th Congress, Abstracts, p. 179.

Prichonnet, G. (cont'd)
1984: Dépôts quaternaires de la région de Granby, Québec; Commission géologique du Canada, Étude 83-30, carte 4-1983.

Prichonnet, G., Doiron, A. et Cloutier, M.
1980: Retrait glaciaire type dans le piedmont appalachien: dépôts fluvioglaciaires régionaux et segments du complexe morainique frontal des Hautes Terres (Wisconsinien supérieur, SW du Québec); 4e Colloque AQQUA, Québec, Résumé des communications.

1982: Le mode de retrait glaciaire tardiwisconsinien sur la bordure appalachienne, au sud du Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. XXXVI, 1-2, pp. 125-137.

Ritchot, G.
1968: Aperçus géomorphologiques de l'Estrie; Revue de géographie de Montréal, vol. XXII, no. 2, pp. 109-132.

Rust, B.R. and Gostin, V.A.
1982: Flow-tills in Late Quaternary subaqueous outwash deposits of the Champlain Sea near Ottawa, Canada; Associations Géologique et Minéralogique du Canada, vol. 7, Abstracts, p. 78.

Saint-Julien, P. and Hubert, C.
1975: Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians; dans Tectonics and mountain ranges (Rodgers Volume), American Journal of Science, pp. 337-362.

Shilts, W.W.
1981: Surficial geology of the Mégantic Area, Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 397, 102 p., Map 1494A, 2 fig.

Shilts, W.W. and McDonald, B.C.
1975: Dispersal of clasts and trace elements in the Windsor eskers, Southern Québec; dans Report of Activities, part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, pp. 495-499.

Stewart, D.P. and Mac Clintock, P.
1969: The Surficial Geology and Pleistocene History of Vermont; Vermont Geological Survey Department of Water Resources, Bulletin 31, 251 p.

Terasmae, J., Karrow, P.F., et Dreimanis, A.
1972: Stratigraphie et Géomorphologie du Quaternaire dans la partie orientale de la région des Grands lacs du sud de l'Ontario; XXIVe Congrès géologique international, Commission géologique du Canada, Livret-guide de l'excursion A42, Montréal, 79 p.

Warren, B. et Bouchard, M.
1976: Carte des dépôts meubles. Drummondville; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 437.

GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

DEPARTMENT OF ENERGY, MINES AND RESOURCES
MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES

20′ 10′ 73°00′ 50′ 40′ 30′

50′

40′

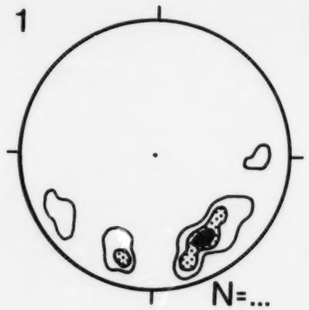
Formes bien définies .....

Formes mal définies .....

Chenal fluvioglaciaire .....

Étude des figures sédimentaires indicatrices de paléocourants ; N = nombre de mesures

1

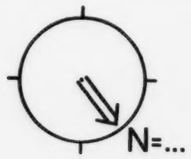


1. Projection stéréographique (Diagramme de Schmidt ; hémisphère inférieur ; classes de 10°)
   - >x_1 % de recoupement (% maximum)
   - >x_2 % de recoupement
   - >x_3 % de recoupement

2

2. Écarts extrêmes pour quelques mesures

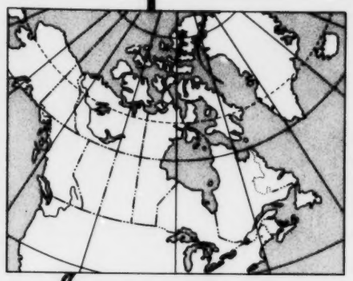
3



3. Moyenne vectorielle

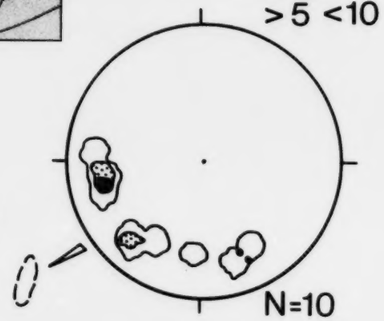
INTRUSIONS MONTÉREGIENNES

1. BROME 2. SHEFFORD 3. YAMASKA
4. ROUGEMONT 5. JOHNSON



LIEU DE LA CARTE

>20 (30)
>15
>5 <10



Riv. David

DRUMMONDVIL

RIVIÈRE SAINT-FR

Riv. Saint-Germain

Saint-Simon-de-Bagot

Riv. Saint-Nazaire

RIVIÈRE YAMASKA

Riv. Le Renne

Britannia-Mills

Upton

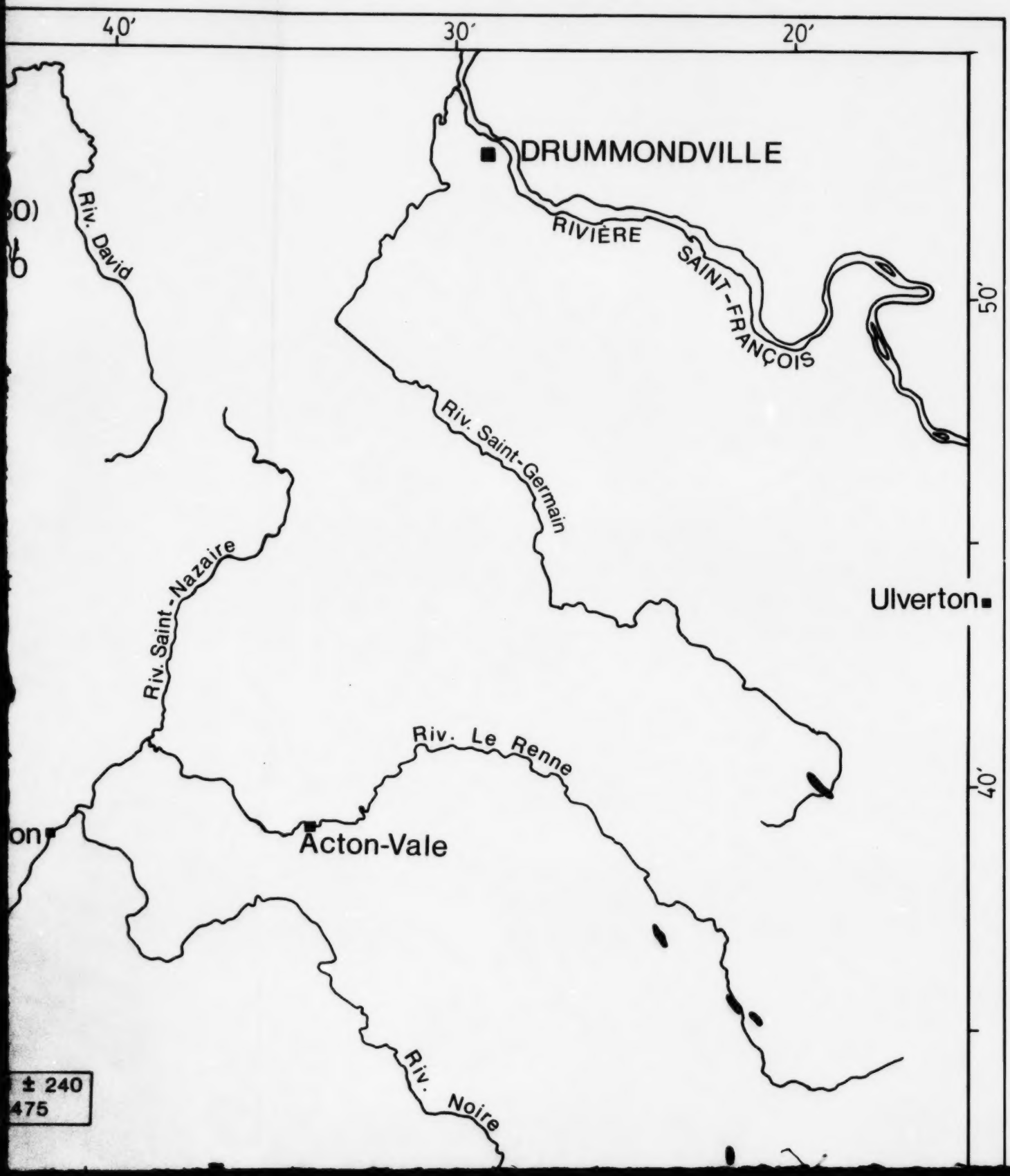
Acton-Vale

SAINT-HYACINTHE

Saint-Dominique

12480 ± 240
QC-475

Riv. Noire


40′
30′
20′
50′
40′
DRUMMONDVILLE
RIVIÈRE SAINT-FRANÇOIS
Riv. David
Riv. Saint-Germain
Riv. Saint-Nazaire
Riv. Le Renne
Acton-Vale
Ulverton
Riv. Noire
± 240
475

2. Écarts extrêmes pour quelques mesures

N=...

3. Moyenne vectorielle

N=...

INTRUSIONS MONTÉREGIENNES

1. BROME 2. SHEFFORD 3. YAMASKA

4. ROUGEMONT 5. JOHNSON

0 5 10 km

40'

30'

20'

Riv. des Hurons

Riv. l'Acadie

CHAMBLY

SAINT-JEAN

>20 (25)
>15
>1<10

>20 (22,2)
>10
>1

N=27

5

>20(44,4)
>10<15

N=5

N=9

4

Saint-Cézaire

YAMASKA RIVIÈRE

Ange-Gardien

FARNHAM

RIVIÈRE YAMASKA

Saint-Dominique

12480 ± 240
QC-475

Saint-Pie

Riv. Noire

3

N=115

N=4

Riv. MawCook

Britannia-Mills

Upton

SAINT-HYACINTHE

Riv. Le Renne

Acton-Vale

Riv. Noire

GRANBY

Yamaska Nord Riv.

Martin-Corner

Warden

2

Waterloo

N=35

Bromont

>20 (23,5)
>15
>5

Adamsville

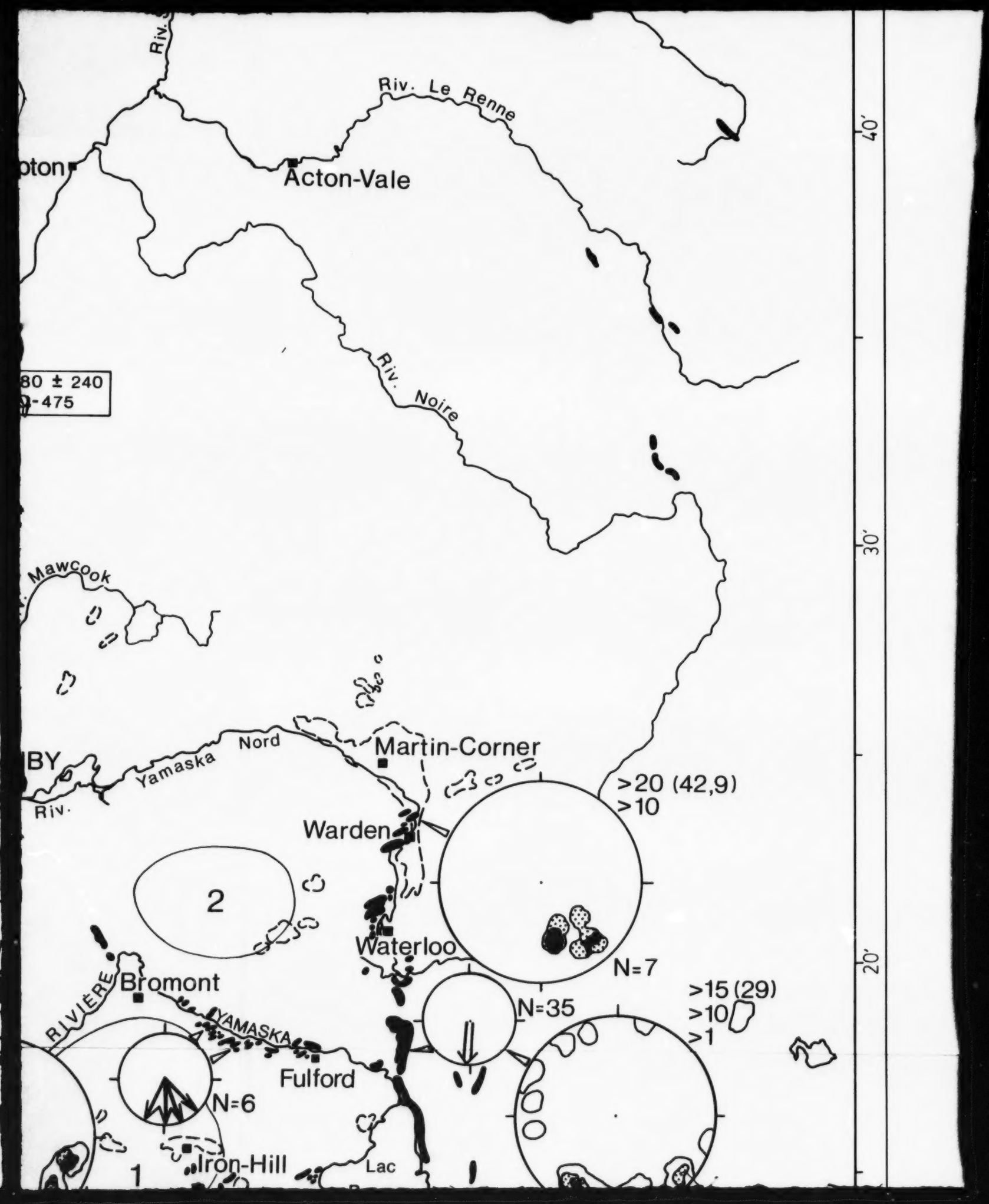
RIVIÈRE YAMASKA

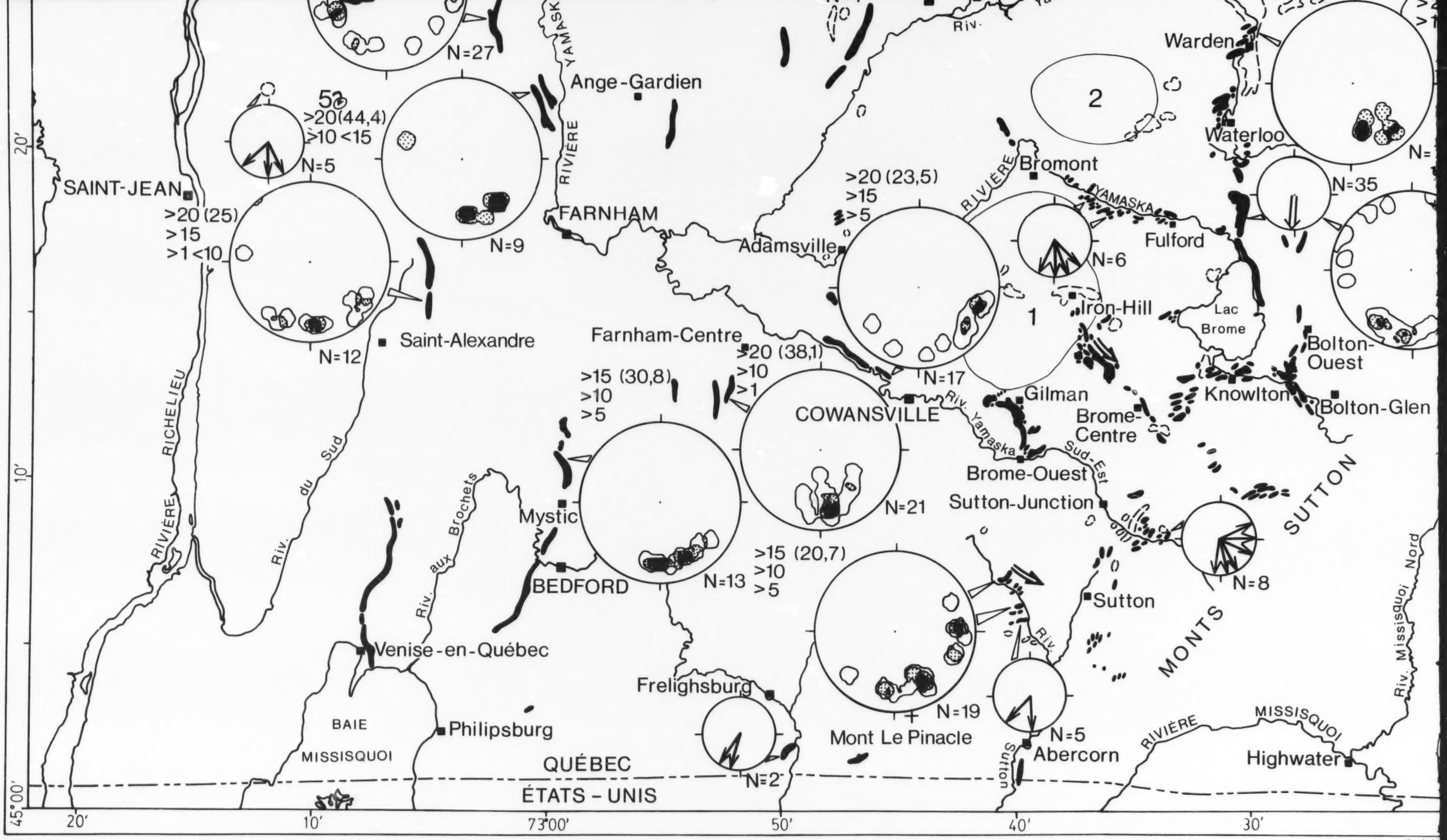
Fulford

N=6

Iron-Hill

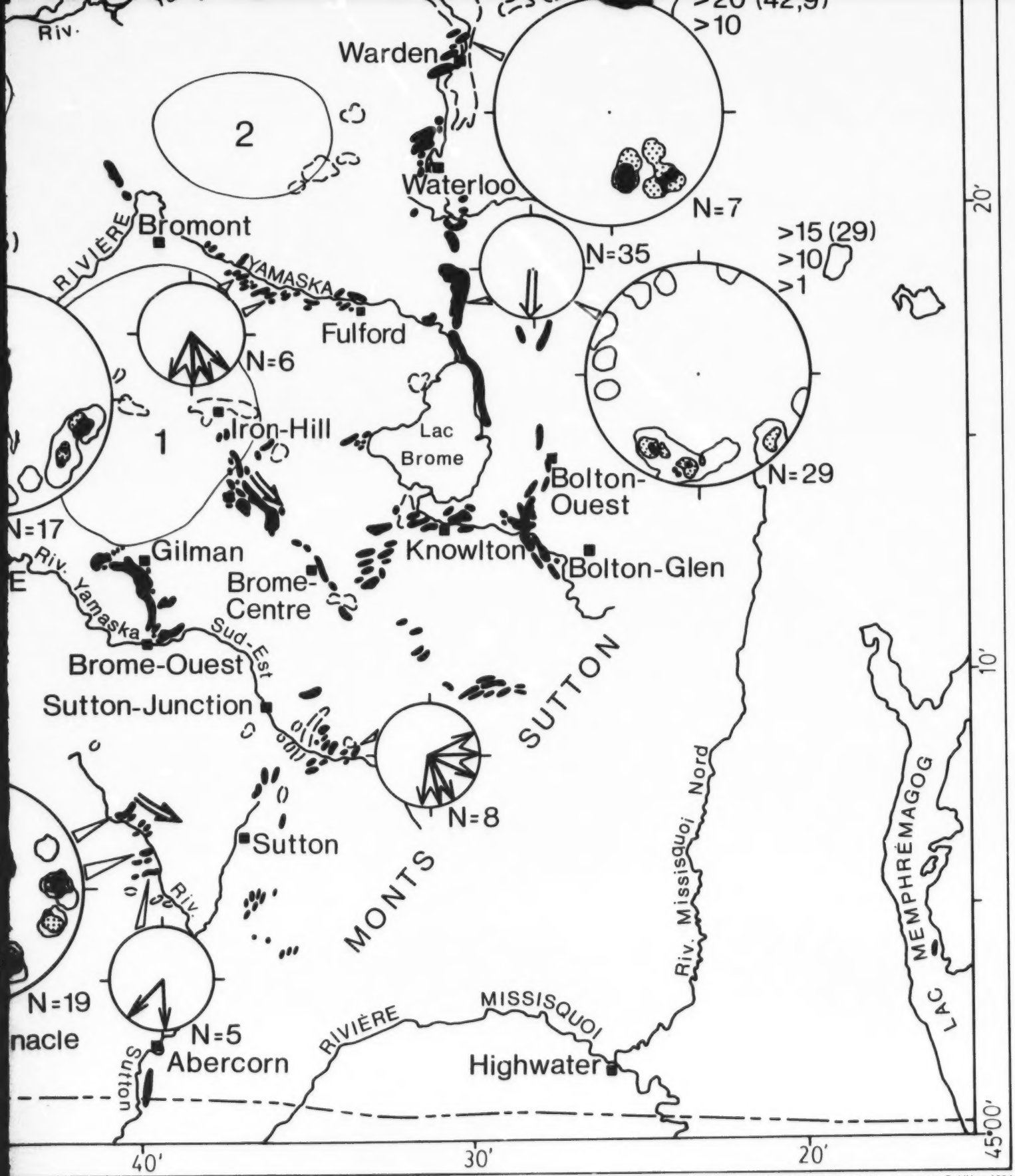
Lac


Riv. Le Renne
Acton-Vale
Riv. Noire
80 ± 240
0-475
Mawcook
Martin-Corner
Yamaska Nord
Riv.
>20 (42,9)
>10
Warden
2
Waterloo
N=7
Bromont
RIVIÈRE YAMASKA
N=35
>15 (29)
>10
>1
Fulford
N=6
Iron-Hill
1
Lac
40'
30'
20'



Canada

Figure 2. Disposition des principaux dépôts fluvioglaciaires, sud du Québec



Imprimé par la Direction des levés et de la cartographie . Publié en 1984

glaciaires, sud du Québec

Figure 2
Étude 83–29